

BERICHTE
aus dem
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
an der
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL

Nr. 321

**Mikrowellenfernerkundung bei
inhomogener Bewölkung**

DOI 10.3289/IFM-BER 321

von

Lüder von Bremen

Kiel 2001

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden vom:

Institut für Meereskunde Kiel
Fachbereich Ozeanzirkulation und Klima
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel, Germany

ISSN 0341-8561

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	v
Abstract	vii
Abbildungsverzeichnis	ix
Tabellenverzeichnis	xiii
Abkürzungen	xv
Symbolverzeichnis	xvii
1 Einführung	1
1.1 Satellitenbeobachtung von Wolken und Niederschlag	1
1.2 Fernerkundung mit Mikrowellen	2
1.3 Das Beam Filling Problem	3
1.4 Konzeption der Arbeit	6
2 Simulation von Wolken und Strahlung	9
2.1 Anforderung an die Simulation	9
2.2 Wolkensimulation	10
2.2.1 Das Mesoskalenmodell GESIMA	10
2.2.2 Wolkensimulation mit GESIMA	11
2.2.2.1 Initialisierung	11
2.2.2.2 Feuchtestörung	12
2.2.2.3 Exemplarische Wolkenentwicklung	15
2.3 Strahlungssimulation	19

2.3.1	Grundlagen	19
2.3.1.1	Mikrowellen	19
2.3.1.2	Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)	23
2.3.2	Monte Carlo Modell	26
2.3.2.1	Dimensionalitätsmodi der Helligkeitstemperatur-Berechnung	28
2.3.2.2	Konvergenz	29
2.3.2.3	Rechenzeit	31
2.3.3	Festlegung der Größe des Radiometerblickfeldes	33
2.4	Homogenisierung der Wolken	35
3	Beam Filling Modelle	37
3.1	Analytisches Beam Filling Modell	38
3.1.1	Voraussetzungen	38
3.1.1.1	Statistischer Test der horizontalen Wolkenverteilung	40
3.1.2	Erklärung des Beam Filling Effektes	43
3.1.3	Integration über die Wolkenverteilung	44
3.1.4	Ergebnisse und Diskussion	46
3.2	ICA-Modell mit Gammaverteilung (GICA)	51
3.2.1	Test der Implementierung	53
3.3	Numerisches Beam Filling (NBF) Modell	54
3.3.1	Antennengewichtete Homogenisierung	55
3.3.2	Graphische Darstellung	58
3.3.3	Nachbildung des Analytischen BF-Modells	58
3.4	Einfluß des Temperaturprofils	63
3.5	Einfluß der Streuung an Hydrometeoren	66
3.6	Vergleich des GICA- und NBF-Modells	70
3.6.1	Gültigkeit der ICA	70
3.6.1.1	Differenzen auf der Skala einzelner Gitterpunkte	70
3.6.1.2	Differenzen bei Mittelung mit der Antennenfunktion	73
3.6.2	Vergleich der simulierten BF-Effekte	76

4	Entwicklung von LWP-Algorithmen	81
4.1	Neuronale Netze als „statistisches“ Werkzeug	81
4.2	Homogene Wolken	83
4.3	Inhomogene Wolken	88
4.3.1	Ergebnisse	88
4.3.1.1	Recurrence Analyse	94
4.3.1.2	Einfluß der Auflösung oder Beam Filling Effekt	96
4.3.2	Zusammenfassung	98
5	LWP-Unterschätzung mit homogenen Algorithmen	101
5.1	Abgrenzung zwischen ‘BF-Fehler’ und ‘Unterschätzung’ des LWP	101
5.2	Auswirkungen von Wolkeninhomogenitäten	103
5.2.1	Abhängigkeit der LWP-Unterschätzung von Inhomogenität und mittlerem LWP	107
6	Direkte Korrektur von Beam Filling Effekten	113
6.1	Explizite Korrektur	113
6.1.1	Modell mit nicht-optimaler BF-Korrektur	114
6.1.2	Modell mit optimaler BF-Korrektur	115
6.1.2.1	Genauigkeit der Inhomogenitätsschätzung	118
6.2	BF-Korrektur beim SSM/I	119
6.2.1	Inhomogenitätsinformation im B-Scan	119
6.2.1.1	Schätzung der Inhomogenität aus der horizontalen LWP-Verteilung	119
6.2.1.2	Schätzung der Inhomogenität aus Helligkeitstemperaturen	121
7	Zusammenfassung und Ausblick	127
	Literaturverzeichnis	133
	English Version	i
	Contents	i
	List of Figures	v
	List of Tables	ix
	List of Abbreviations	xi
	List of Symbols	xiii

Zusammenfassung

Die Fernerkundung von Wolken wird in hohem Maße durch deren Inhomogenität beeinträchtigt. Der nicht-lineare Einfluß von Wolken im Strahlungstransport bewirkt, daß die Helligkeitstemperatur einer inhomogenen Wolke und die einer äquivalenten homogenen Wolke sehr unterschiedlich sein kann. In der vorliegenden Arbeit wird diese Differenz, die *beam filling* (BF) Effekt genannt wird, in Abhängigkeit der Wolkeninhomogenität untersucht. Die sich aus dem BF-Effekt ergebenden Konsequenzen für die Mikrowellenfernerkundung werden exemplarisch für den *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) dargestellt.

Zur Darstellung des BF-Effektes in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpfades und dessen Inhomogenität werden ein analytisches BF-Modell und ein BF-Modell unter der Annahme eines gammaverteilten Flüssigwasserpfades entwickelt. In diesen Modellen läßt sich die Entstehung des BF-Effektes auf die Abnahme der atmosphärischen Emission und auf die Zunahme der Emission des Untergrundes beim Übergang einer homogenen zu einer inhomogenen Wolke zurückführen. Netto überwiegt erstgenannter Effekt, so daß die Helligkeitstemperatur abnimmt.

Die starke Frequenzabhängigkeit des BF-Effektes ist zum überwiegenden Teil auf die frequenzabhängige Extinktion der Hydrometeore zurückzuführen. Durch einen hohen atmosphärischen Wasserdampfgehalt wird der BF-Effekt allerdings je nach Frequenz unterschiedlich stark gedämpft.

Zur Berechnung des BF-Effektes bei nicht idealisierten Wolkenverteilungen werden inhomogene Wolken des atmosphärischen Mesoskalenmodells GESIMA verwendet. Die Strahlungstransportrechnungen werden mit einem 3d Monte Carlo Strahlungstransportmodell unter Berücksichtigung des Strahlungstransportes in dreidimensionalen Wolkenstrukturen durchgeführt. Die berechneten BF-Effekte bestätigen die Ergebnisse der idealisierten BF-Modelle.

Die Auswirkungen des BF-Effektes auf die Fernerkundung werden bei der Ableitung des Flüssigwasserpfades (LWP) inhomogener Wolken mit LWP-Algorithmen, die für homogene Wolken entwickelt wurden, analysiert. Durch die niedrigeren Helligkeitstemperaturen der inhomogenen Wolken kommt es zu einer systematischen Unterschätzung des mittleren Flüssigwasserpfades (systematischer BF-Fehler).

Bei der Algorithmenentwicklung zur Ableitung des Flüssigwasserpfades werden Neuronale Netze eingesetzt. Ein systematischer BF-Fehler bei der Ableitung des Flüssigwasserpfades inhomogener Wolken kann vermieden werden, wenn der LWP-Algorithmus für inhomogene Wolken entwickelt wird. Inhomogenitätsinformationen müssen dazu nicht direkt in den Algorithmus eingehen, da die Helligkeitstemperaturen bzw. ihre Kombinationen den BF-Effekt enthalten. Der zufällige Algorithmenfehler ist größer als bei Algorithmen,

die speziell für homogene Wolken entwickelt werden. Diese Verschlechterung kann auf BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken zurückgeführt werden. Durch die Eingabe von Zusatzinformation über die Wolkeninhomogenität in den Algorithmus gelingt es, den zufälligen Algorithmusfehler durch BF-Effekte zu reduzieren. Mit dem höher aufgelösten 85 GHz B-Scan des SSM/I ist es jedoch nicht möglich, die geforderte Genauigkeit dieser Inhomogenitätsinformation zu erreichen; die Abhängigkeit des Signals vom Flüssigwasserpfad ist zu verrauscht und mehrdeutig.

Aus der Sensitivität des BF-Effektes bezüglich des mittleren Flüssigwasserpades und dessen Inhomogenität wird berechnet, mit welcher Genauigkeit die Wolkeninhomogenität mindestens bekannt sein muß, damit Invertierungs-Algorithmen mit der eingegebenen Inhomogenitätsinformation BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen direkt berücksichtigen können.

Abstract

Remote sensing of clouds is hampered by its inhomogeneity. The nonlinear effect of clouds in radiative transfer causes strong differences in brightness temperatures between homogeneous clouds and inhomogeneous cloud structures, depending on inhomogeneity. These differences are related to the so-called 'beam filling' effect. In this study the beam filling (BF) effect in microwave remote sensing is investigated. The calculations are carried out for the frequencies of the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I).

An analytical BF-Model and a BF-Model assuming a gamma-distributed liquid water path (LWP) are developed in order to illustrate the dependence of the BF-effect on the mean LWP and its inhomogeneity. These models show decreasing atmospheric emission and increasing surface emission with increasing inhomogeneity. Because the loss of emissivity dominates, the net effect of inhomogeneity is a decreased brightness temperature for an inhomogeneous cloud.

The main cause for the strong frequency dependence of the BF-effect is the extinction efficiency of the hydrometeors, which depends on frequency. BF-effects are reduced with increasing atmospheric water vapor which in turn depends on frequency, too.

Using clouds of the mesoscale atmospheric model GESIMA, the BF-effect for non-idealised cloud structures and distributions is calculated and agrees well with the findings for idealised clouds. The effects of three-dimensional cloud structures in radiative transfer are taken into account by using a 3d Monte Carlo Model.

In this study, LWP-retrieval algorithms are developed using a neural network (NN). While decreased brightness temperatures for inhomogeneous clouds show a systematic underestimation of the LWP when applied to LWP-retrieval algorithms developed for homogeneous clouds, no systematic underestimation occurs if inhomogeneous clouds are used for NN-training. That is, there is no need for additional information about the cloud inhomogeneity, because the brightness temperatures of inhomogeneous clouds, especially their combinations, account for BF-effects to a large extent. Nevertheless, random retrieval errors are slightly increased compared to algorithms for homogeneous clouds. This can be related to BF-effects. Explicit information about cloud inhomogeneity can be used to reduce these additional retrieval errors.

However, the higher resolved measurements of the 85 GHz B-Scan data of SSM/I do not yield enough information about cloud inhomogeneity; the accuracy of the detected inhomogeneity is insufficient to improve the LWP-retrieval, because the 85 GHz brightness temperature is not well related to the liquid water path.

Using the sensitivity of the BF-effect to mean LWP and cloud inhomogeneity, it is estimated to what accuracy cloud inhomogeneity must be known, in order to achieve a

significant improvement of the retrieval quality compared to algorithms compiled without information about cloud inhomogeneity.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Nicht-linearer Zusammenhang zwischen Helligkeitstemperatur und Regenrate	4
2.1	Mittleres Wasserdampfstörungsprofil einer GESIMA-Wolkensimulation . . .	14
2.2	Maximal simulierter Wolkenwasserpfad in GESIMA gegen Parametrisierung	14
2.3	Konturlinien des Wolkenwasserpfades in einer GESIMA-Wolkensimulation .	16
2.4	Zeitserien des integrierten Wasserdampf-, Wolkenwasser-, Wolkeneis-, Regenwasser- und Schneegehaltes einer GESIMA-Wolkensimulation	17
2.5	Zeitliche Veränderung der mittleren Hydrometeorprofile und deren Variation in einer GESIMA-Wolkensimulation	18
2.6	Beiträge zum Gesamtsignal im Mikrowellenbereich	20
2.7	Simulation der Beiträge zur 37 GHz Helligkeitstemperatur	22
2.8	Approximierte SSM/I Antennenfunktion	25
2.9	Anordnung der Radiometerblickfelder im GESIMA-Modellgebiet	26
2.10	Photonenweg in einer inhomogenen Atmosphäre	27
2.11	Konvergenzverhalten der Helligkeitstemperaturen im Monte Carlo Modell .	30
2.12	Konvergenzverhalten der über das Radiometerblickfeld gemittelten Helligkeitstemperaturen im Monte Carlo Modell	31
2.13	Konvergenzverhalten der Helligkeitstemperaturen bezüglich der Größe des Radiometerblickfeldes	34
2.14	Unterschied der 37 GHz Helligkeitstemperatur im -13 dB und -3 dB Radiometerblickfeld	35
3.1	Überblick über die entwickelten Beam Filling Modelle	38
3.2	Gammaverteilung und logarithmischen Normalverteilung	39
3.3	Test der GESIMA-Wolkenverteilung auf Gammaverteilung im 37 GHz Radiometerblickfeld	42
3.4	Nicht-linearer Zusammenhang zwischen atmosphärischer Transmission und optischer Dicke	44

3.5	Dominierender Term bei der analytischen Modellierung des Beam Filling Effektes	46
3.6	Beam Filling Effekt bei 37 GHz, aufgespalten in die einzelnen Beiträge . . .	47
3.7	Beam Filling Effekt im ANALYTISCHEN BF-MODELL für alle SSM/I Frequenzen	49
3.8	Abhängigkeit des Beam Filling Effektes vom Wasserdampfgehalt	50
3.9	Beam Filling Effekt bei Nadirbeobachtung	51
3.10	Vertikalprofile im GICA- und NBF-MODELL	52
3.11	Mittlere Beziehung zwischen LWP und Wolkenwasser- bzw. Regenwasserpfad in GESIMA-Wolken	53
3.12	Verlauf der hochaufgelösten 37 GHz Helligkeitstemperatur entlang eines Schnittes durch das GESIMA-Modellgebiet	56
3.13	Phasendiagramm des Verlaufes des LWP gegen die 37 GHz Helligkeitstemperatur für einen Schnitt durch das GESIMA-Modellgebiet	57
3.14	Beam Filling Effekt im NBF-MODELL für 37 GHz	59
3.15	Beam Filling Effekt im NBF-MODELL für alle SSM/I Frequenzen	60
3.16	Vergleich des Beam Filling Effekts im ANALYTISCHEN BF-MODELL und NBF-MODELL	61
3.17	Abhängigkeit der optischen Dicke vom LWP (ohne Streuung)	62
3.18	Abhängigkeit der SSM/I Helligkeitstemperaturen von der optischen Dicke (mit und ohne Vertikalprofil, ohne Streuung)	64
3.19	Beam Filling Effekt im GICA-MODELL für alle SSM/I Frequenzen (ohne Streuung, mit Vertikalprofil)	65
3.20	Einfluß des Vertikalprofils auf den Beam Filling Effekt	66
3.21	Abhängigkeit der SSM/I Helligkeitstemperaturen vom LWP (mit und ohne Streuung)	67
3.22	Beam Filling Effekt im GICA-MODELL für alle SSM/I Frequenzen (mit Streuung)	68
3.23	Einfluß der Streuung auf den Beam Filling Effekt	69
3.24	Konturlinien des LWP und der Regenrate einer ausgewählten Wolke zur Untersuchung von <i>geometrischen Effekten</i> in den Helligkeitstemperaturen .	71
3.25	Simulation von <i>geometrischen Effekten</i> bei 37 GHz	72
3.26	Effekte des 3d-Strahlungstransportes bei Mittelung im Radiometerblickfeld (<i>geometrische Effekte</i> ausgenommen)	73
3.27	<i>Geometrische Effekte</i> bei inhomogenen Wolken und Mittelung im Radiometerblickfeld	74

3.28	Unterschätzung der Helligkeitstemperatur mit <i>independent pixel approximation</i>	75
3.29	Beam Filling Effekt im NBF-MODELL für alle SSM/I Frequenzen (mit Streuung)	77
3.30	Vergleich des Beam Filling Effektes im GICA- und NBF-MODELL (vertikale Polarisierung)	79
3.31	Vergleich des Beam Filling Effektes im GICA- und NBF-MODELL (horizontale Polarisierung)	80
4.1	LWP-Algorithmenfehler in Abhängigkeit der Anzahl verborgener Neuronen bei homogenen Wolken	84
4.2	Rechenzeit des Neuronalen Netzes in Abhängigkeit der Anzahl verborgener Neuronen	85
4.3	Abnahme der Kostenfunktion bei homogenen Wolken	86
4.4	Ableitung des LWP bei homogenen Wolken	87
4.5	LWP-Algorithmenfehler in Abhängigkeit der Anzahl verborgener Neuronen bei inhomogenen Wolken	89
4.6	Abnahme der Kostenfunktion bei inhomogenen Wolken	90
4.7	Entkopplung der 37 GHz Helligkeitstemperatur vom „gesehenen“ LWP	90
4.8	Ableitung des LWP bei inhomogenen Wolken	91
4.9	Sampling- und Retrievalfehler bei Ableitung des mittleren LWP im GESIMA-Modellgebiet	93
4.10	Verteilung der NN-Lösungen bei Ableitung des antennengewichteten und des linear gemittelten LWP	95
4.11	Einfluß der unterschiedlichen Radiometerauflösung auf die Ableitung des Flüssigwasserpfad	97
5.1	Definition des Beam Filling Fehlers bei Ableitung des LWP	102
5.2	Ableitung des LWP inhomogener Wolken mit einem für homogene Wolken entwickelten NN-Algorithmus	104
5.3	LWP-Unterschätzung durch BF-Effekte in Abhängigkeit der Inhomogenität	105
5.4	Verhältnis des Regen- zum Wolkenwasserpfad in GESIMA-Wolken	106
5.5	Systematischer Beam Filling Fehler bei Verwendung eines für homogene Wolken entwickelten LWP-Algorithmus	108
5.6	LWP-Retrievalfehler durch Beam Filling Effekte bei Algorithmen für homogene Wolken als Differenz und als Korrekturfaktor	109
5.7	Faktoren zur Korrektur von Beam Filling Effekten bei Ableitung der Regenrate nach <i>Short und North, [1990]</i>	111

6.1	LWP-Retrievalfehler im <i>BF-Korrektur-Modell</i> durch unsichere Kenntnis der Wolkeninhomogenität und des mittleren LWP	117
6.2	Zusammenhang zwischen der Standardabweichung des LWP σ_{LWP} und dem Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{\text{LWP}}$	120
6.3	Zusammenhang zwischen der 85 GHz B-Scan Helligkeitstemperatur und dem LWP	122
6.4	Inhomogenitätsdetektion mit dem Polarisationsdifferenzen-Inhomogenitäts- index $\hat{\sigma}_{85\text{VH}}$	123
6.5	Verteilung der NN-Lösungen bei Eingabe von Zusatzinformation über die Wolkeninhomogenität zur Ableitung des LWP	124

Tabellenverzeichnis

2.1	Anzahl der durchgeführten Wolkensimulationen	12
2.2	Größen der Radiometerblickfelder des SSM/I	24
2.3	Rechenzeit des Monte Carlo Modells	32
3.1	Test der GESIMA-Wolkenverteilung auf Gammaverteilung	43
3.2	Frequenzabhängige Parameter in der Beam Filling Gleichung	47

Abkürzungen

1d/2d/3d	ein-, zwei-, dreidimensional
AMSU	<i>Advanced Microwave Sounding Unit</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High-Resolution Radiometer</i>
BIAS	systematischer Fehler
BF	<i>beam filling</i>
CWP	Wolkenwasserpfad
DMSP	<i>Defense Meteorological Satellite Program</i>
DWD	Deutscher Wetterdienst
ESMR	<i>Electrically Scanning Microwave Radiometer</i>
FOV	Radiometerblickfeld (<i>field of view</i>)
GCE	<i>Goddard Cumulus Ensemble</i>
GARP	<i>Global Atmospheric Research Program</i>
GATE	<i>GARP Atlantic Tropical Experiment</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GESIMA	Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre
GICA	<i>beam filling</i> Modell mit gammaverteiltem LWP
hom	homogen
inh	inhomogen
ICA	<i>independent column approximation</i>
IFA	<i>intensive flux array</i>
jan, feb, ..	Januar, Februar, ..
LWP	Flüssigwasserpfad
MTPE	<i>Mission to Planet Earth</i>
NBF	numerisches <i>beam filling</i> Modell
NASA	<i>National Aeronautics and Space Agency</i>
NN	Neuronales Netz
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OLS	<i>Operational Linescan System</i>
PDF	<i>probability distribution function</i>
PR	<i>Precipitation Radar</i>
REG1, REG2, ..	Region 1, Region 2, ..
rh98, rh96, rh94, ..	relative Feuchte über 98, 96, 94, ..%
RMS	quadratischer mittlerer Fehler

SSM/I	<i>Special Sensor Microwave/Imager</i>
SST	Meeresoberflächentemperatur
std. dev.	Standardabweichung
STG	Strahlungstransportgleichung
TB	Helligkeitstemperatur
TOA	Oberrand der Atmosphäre
TOGA COARE	<i>Tropical Oceans Global Atmospheric Coupled Ocean- Atmosphere Response Experiment</i>
TMI	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>

Symbolverzeichnis

Symbol	SI-Einheit	Bezeichnung
α	1	Verteilungsparameter der Gammafunktion
A_ν	m	großer Halbdurchmesser des -3 dB Radiometerblickfeldes
β	1	Verteilungsparameter der Gammafunktion
B	1	Verhältnis der Varianzen ($\text{var}_Y/\text{var}_X$)
B_ν	$\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{s}$	spektrale Strahldichte
B_ν	m	kleiner Halbdurchmesser des -3 dB Radiometerblickfeldes
BF	K	<i>beam filling</i> Effekt in der Helligkeitstemperatur
BF_{ALG}	K	<i>beam filling</i> Fehler bei Anwendung eines Algorithmus für homogene Wolken
χ	1	Chi-Quadrat Abweichung
c	ms^{-1}	Lichtgeschwindigkeit
δ	1	optische Dicke
δ_A	1	optische Dicke der gesamten Atmosphäre
δ_A^{hyd}	1	optische Dicke der gesamten Atmosphäre nur durch Hydrometeore
δ_{gas}	1	optische Dicke der gesamten Atmosphäre nur durch atmosphärische Gase
ϵ	1	Oberflächenemissivität
e_i	1	erwartete Häufigkeit
Γ_r	1	Bodenreflektivität
H	m	Höhe der Atmosphäre
k_a	kg m^{-2}	Massenabsorptionskoeffizient
μ	1	Kosinus des Zenitwinkels
ν	s^{-1}	Frequenz
$NE\Delta T$	K	rauschäquivalente Temperatur
o_i	1	beobachtete Häufigkeit
ρ	kg m^{-3}	Luftdichte

Symbol	SI-Einheit	Bezeichnung
σ	–	Standardabweichung
σ_a	m^{-1}	Volumenabsorptionskoeffizient
σ_e	m^{-1}	Volumenextinktionskoeffizient
$\hat{\sigma}_{LWP}$	kg m^{-2}	geschätzte Standardabweichung des LWP
$\hat{\sigma}_{LWP(TB)}$	kg m^{-2}	geschätzte Standardabweichung des LWP aus Helligkeitstemperaturen berechnet
$\hat{\sigma}_{85VH}$	kg m^{-2}	Standardabweichung der Polarisationsdifferenz im B-Scan
STP	K	Strahlungstransportoperator
STP^{-1}	–	inverser Strahlungstransportoperator
τ	1	Transmission der Atmosphäre
τ_{hom}	1	Transmission der homogenen Atmosphäre
τ_{inh}	1	Transmission der inhomogenen Atmosphäre
θ	rad	Zenitwinkel
T	K	absolute Temperatur
T_a	K	Lufttemperatur
T_B	K	Helligkeitstemperatur
$T_{B_{\text{hom}}}$	K	Helligkeitstemperatur der homogenen Atmosphäre
$\bar{T}_{B_{\text{inh}}}$	K	Helligkeitstemperatur der inhomogenen Atmosphäre
$T_{A_{\text{eff}}}$	K	effektive Strahlungstemperatur der Atmosphäre
T_S	K	Oberflächentemperatur
T_{sp}	K	Weltraumtemperatur
u	ms^{-1}	1. Komponente des Windgeschwindigkeitsvektors
v	ms^{-1}	2. Komponente des Windgeschwindigkeitsvektors
W_a	m^{-2}	approximierte Antennenfunktion
x	m	geometrischer Abstand in x-Richtung
\mathbf{x}	–	atmosphärischer Zustandsvektor
y	m	geometrischer Abstand in y-Richtung
z	m	geometrische Höhe

Kapitel 1

Einführung

1.1 Satellitenbeobachtung von Wolken und Niederschlag

Die Satellitenbeobachtung von Wolken und Niederschlag stellt eine Schlüsselposition im Fortschritt der Klimaforschung und -modellierung (von der Seite der Meteorologie) und der Wettervorhersage dar. Sie ermöglicht eine globale Datenerfassung bei einer zeitlich hohen Auflösung.

Im Gegensatz dazu sind flugzeuggebundene Messungen von wichtigen Wolkeneigenschaften¹ nur unter sehr großem experimentellen Aufwand durchführbar. Ebenso wie Flugzeugmessungen leiden bodengebundene Messungen darunter, daß sie räumlich nur sehr beschränkt durchgeführt werden können.

Für die Wettervorhersage werden insbesondere Wolkeninformationen von geostationären Satelliten verwendet. In diesem Zusammenhang ist die Assimilation des Wolkenbedeckungsgrades, der Wolkenhöhe und Obergrenztemperatur in Vorhersagemodelle zu nennen [Menzel *et al.*, 1998]. Die Beobachtung von geostationären Satelliten eignen sich aber auch zur Kurzfristvorhersage (*now casting*) von starken, konvektiven Regenfällen (z.B. Kurion [1997], Purdom [1997]) und der damit einhergehenden Überschwemmungsgefahren [Hand, 1996] sowie zur Hagelvorhersage [Bauer-Messmer und Wandvogel, 1997].

In zwei aktuellen Bereichen der Klimaforschung stehen Wolken und Niederschlag bzw. nur Wolken im Interessenmittelpunkt.

Wolken und Niederschlag sind wesentlicher Bestandteil des hydrologischen Zyklus. Dieser bestimmt in großem Maße über den Austausch von Feuchte und Energie die Dynamik und die Thermodynamik der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation, d.h. er stellt das entscheidende Bindeglied zwischen Ozean und Land dar [Chahine, 1992]. Änderungen in seiner Aktivität bzw. regionale Änderungen können zu einschneidenden Klimaveränderungen über Land führen (Trockenheit, Unwetter und Überschwemmungen). So daß die Lebensbedingungen für Menschen, Tiere und Pflanzen sehr direkt vom hydrologischen Zyklus abhängen.

¹z.B. Wolkenflüssigwassergehalt, effektive Wolkenteilchengröße, Phase der Wolkenteilchen, Wolkenhöhe, Wolkenobergrenztemperatur

Verdunstung und Niederschlag besitzen einen großen Einfluß auf den ozeanischen Salzgehalt und die Meeresoberflächentemperatur; die daraus resultierenden Dichteveränderungen sind der Motor der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik.

Der Strahlungsantrieb von Wolken konnte erstmals im *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE) quantifiziert werden (Ramanathan et al. [1990], Harrison et al. [1990]) und weist Wolken einen netto-abkühlenden Effekt von 17 W/m^2 zu. Bei einem Vergleich von 19 Klimamodellen wurde dieses Ergebnis von den meisten Modellen bestätigt [Cess et al., 1990].

Angesichts einer anthropogen eingeleiteten globalen Erwärmung wurde die Frage nach der Rolle der Wolken im Klimasystem neu gestellt; insbesondere nachdem die Rückkopplungen zwischen Wolken und Strahlung bei einer globalen Erwärmung in verschiedenen Klimamodellen zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen im *cloud radiative forcing* führen [Cess et al., 1990].

So geht beispielsweise Slingo [1990] von einer Erhöhung des mittleren globalen Flüssigwasserpfeades von Wolken von bisher 0.05 kg/m^2 auf $0.06\text{--}0.068 \text{ kg/m}^2$ bei einer CO_2 -Verdopplung aus. Insbesondere erhöht sich der Flüssigwassergehalt von tiefen Wolken, was einer negativen Rückkopplung, das heißt Reduzierung des Temperaturanstiegs durch CO_2 , entspricht. Andere Modelle weisen jedoch auf eine Abnahme der niedrigen Bewölkung und eine Zunahme der hohen Bewölkung hin, wodurch eine positive Rückkopplung entsteht. Insofern kommt der Wolkenparametrisierung und der Parametrisierung des Wolkenstrahlungsantriebs in Klimamodellen eine entscheidende Bedeutung zu. Für ein besseres Verständnis der Rolle der Wolken im Klimasystem hat die *National Aeronautics and Space Agency* (NASA) in ihrer *Mission to Planet Earth* (MTPE) das *Earth Observing System* (EOS) aufgenommen [Wielicki et al., 1995]. Die wichtigsten Aspekte sind

- (i) zeitgleiche Satellitenbeobachtung des Strahlungshaushaltes und der Wolkeneigenschaften
- (ii) Ableitung der Wolkenteilchengröße und der Phase
- (iii) Erfassung von dünnen und mehrschichtigen Wolken
- (iv) Reduzierung des Fehlers bei Ableitung von Wolkeneigenschaften durch inhomogene Bewölkung (*beam filling*)

1.2 Fernerkundung mit Mikrowellen

Die satellitengetragene Beobachtung von Wolken und Niederschlag stellt zwar eine große Chance für eine bessere Modellierung des zukünftigen Klimas dar, birgt in sich aber auch große Schwierigkeiten. Diese werden allgemein als *Invertierungsproblem* bezeichnet, wenn aus gemessenen Strahldichten meteorologische und hydrologische Parameter berechnet werden. Das Invertierungsproblem entsteht durch den nicht eindeutigen Zusammenhang zwischen atmosphärischem Zustand und Strahldichten und hat seine Ursache in der Physik des Strahlungstransportes, welcher mit einer Integro-Differentialgleichung beschrieben wird.

Lange Zeit stand die passive Mikrowellenradiometrie im Schatten der klassischen meteorologischen Satellitenkanäle, die im sichtbaren Spektralbereich und im thermischen Infrarot operieren. Mittlerweile hat sie einen unverzichtbaren Platz in der Fernerkundung von hydrologischen Parametern eingenommen (z.B. Ferraro [1997], Simmer [1994]). Ihr großer Vorteil besteht darin, daß die optische Dicke der Atmosphäre (durch atmosphärische Gase und Hydrometeore) in diesem Spektralbereich wesentlich geringer ist als in höherfrequenten Spektralbereichen. Dies ermöglicht zumindest teilweise die Fernerkundung von integralen Größen (z.B. integrierter Flüssigwassergehalt (LWP), integrierter Wasserdampfgehalt) und von bodennahen Parametern, wie z.B. der Regenrate. In weiten Frequenzbereichen ist es also möglich, weit in die wolkenbedeckte Atmosphäre zu „sehen“, wenn die Signale im Optischen und Infraroten schon lange gesättigt sind. Ein weiterer Vorteil ist der geringe Einfluß der aus Eisteilchen bestehenden Cirrusbewölkung, die von Mikrowellen nahezu ungehindert durchdrungen wird.

Der Wellenlängenbereich der Mikrowellen mit seinen Vorteilen im Absorptionsverhalten der Atmosphäre und der Hydrometeore hat allerdings bei der räumlichen Auflösung Nachteile. Die Raumwinkelauflösung ist proportional zur Wellenlänge, was bei Flughöhen von einigen hundert Kilometern eine schlechte horizontale Auflösung der Mikrowellenradiometer — in der Größenordnung von einigen zehn Kilometern — bedeutet. Dies wirft ein Problem auf, das u.a. bei EOS gelöst werden soll: Inhomogene Bewölkung im Blickfeld (*field of view* FOV)² des Radiometers führt bei der Ableitung von mittleren Wolkeneigenschaften und Regen zu systematischen Fehlern (Unterschätzungen) [Bell, 1987]. Dies entsteht durch die nicht-lineare Relation zwischen den Strahldichten und den Wolkeneigenschaften (Flüssigwasserpfad, Regenrate).

Der in der Literatur verwendete Begriff '*beam filling*' deutet an, daß die Verteilung der zu bestimmenden Wolkeneigenschaft in der (Meß)-Keule ('*beam*') der Radiometerantenne zu Fehlern bei der Ableitung der mittleren Wolkeneigenschaft führt. Da Wolken und Niederschlag auf einer Größenskala variieren, die deutlich kleiner als die Größe der Radiometerblickfelder ist, ist die Wolkenverteilung in fast jedem Radiometerblickfeld als inhomogen zu bezeichnen; mit der Ausnahme es ist komplett wolkenfrei. Aus diesem Grund stellt *beam filling* (BF) ein großes und herausforderndes Problem in der Mikrowellenfernerkundung dar. Es bedarf noch sehr großer Anstrengungen, es korrekt zu quantifizieren und zu korrigieren [Kummerow, 1998].

In diesem Sinne soll diese Arbeit einen Beitrag zum Verständnis des BF-Problems leisten. Konkret werden neue Modelle zur Untersuchung des BF-Problems vorgestellt und gleichzeitig die Grenzen bei der Korrektur von BF-Effekten aufgezeigt.

1.3 Das Beam Filling Problem

In dieser Arbeit wird zwischen dem *beam filling* (BF) Effekt und dem BF-Fehler unterschieden. Der BF-Effekt bezieht sich auf den Unterschied in der Helligkeitstemperatur³ einer inhomogenen Wolke ($\bar{T}_{B_{inh}}$) bzw. einer Wolke, die nur teilweise im FOV des Radiometers liegt, und einer homogenen Wolke ($T_{B_{hom}}$) mit gleichen mittleren Eigenschaften

$$BF = \bar{T}_{B_{inh}} - T_{B_{hom}} \quad . \quad (1.1)$$

²oder *footprint*: auf die Erdoberfläche projizierte Meßkeule

³im Mikrowellenbereich werden Strahldichten in äquivalente Helligkeitstemperaturen umgerechnet

Zur Veranschaulichung der BF-Problematik zeigt Abb. 1.1 die Skizze der idealisierten exponentiellen Relation zwischen der Helligkeitstemperatur und der Regenrate ($STP : RR \mapsto T_B$). STP wird als Strahlungstransportoperator bezeichnet.

Im Falle einer inhomogenen Wolke mit den Regenraten RR_1 und RR_2 ergibt sich aus den beiden Helligkeitstemperaturen T_{B_1} und T_{B_2} die mittlere Helligkeitstemperatur $\bar{T}_{B_{inh}}$. Eine gleichverteilte Regenrate \bar{RR} ergibt jedoch eine höhere Helligkeitstemperatur ($T_{B_{hom}}$). Es ist unmittelbar klar, daß die Differenz $\bar{T}_{B_{inh}} - T_{B_{hom}}$ von dem Grad der Nichtlinearität, der Differenz zwischen RR_1 und RR_2 und deren jeweiligen Größe abhängt; d.h. es ist entscheidend in welchem Bereich der Nichtlinearität der Relation $RR \mapsto T_B$ sich die Regenraten befinden. Wird von der mittleren Helligkeitstemperatur $\bar{T}_{B_{inh}}$ der inhomogenen Regen-

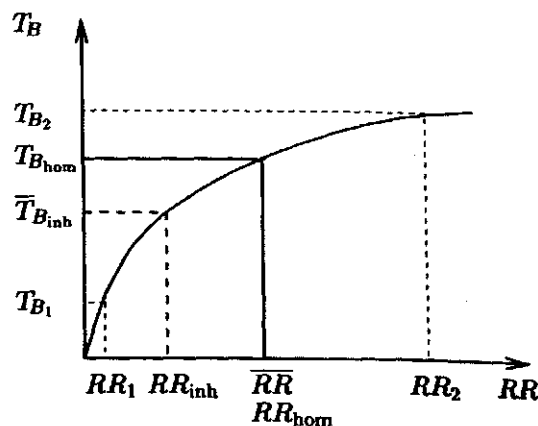


Abbildung 1.1: Nicht-linearer Zusammenhang zwischen Helligkeitstemperatur und Regenrate in Verbindung mit einer inhomogen verteilten Regenrate als Ursache für den Beam Filling Effekt und die Unterschätzung der „wahren“ mittleren Regenrate \bar{RR} .

verteilung auf die Regenrate zurückgeschlossen (Invertierung oder Retrieval⁴), ergibt sich die Regenrate RR_{inh} , die deutlich kleiner als die wahre mittlere Regenrate \bar{RR} bzw. als die abgeleitete Regenrate RR_{hom} einer entsprechenden homogenen Wolke ist. Diese Unterschätzung wird BF-Fehler genannt und ist wiederum von RR_1 und RR_2 abhängig.

In Abschnitt 5.1 wird der Begriff des BF-Fehlers detaillierter diskutiert, da im Falle einer nicht eindeutig umkehrbaren Relation (nicht bijektive Abbildung) zwischen Regenrate und Helligkeitstemperatur der Begriff des BF-Fehlers verschiedenartig aufgefaßt werden kann.

Der Sprachgebrauch in dieser Arbeit ist derart, daß stark negative Differenzen zwischen Helligkeitstemperatur der inhomogenen und der homogenen Wolke als „große“ BF-Effekte bezeichnet werden. Der BF-Effekt ist „klein“, wenn die Differenz klein ist. Bei positiven Differenzen wird explizit von einem positiven BF-Effekt gesprochen. Entsprechendes gilt für den BF-Fehler.

Die Behandlung des BF-Problems in der Literatur läßt sich grob nach dem abzuleitenden Parameter trennen. Der BF-Fehler bei Ableitung der Regenrate wird seit längerem und häufiger diskutiert als der BF-Fehler bei Ableitung des integrierten Wolkenwasser-gehaltes (cloud water path CWP).

⁴retrieval (engl.): Rückgewinnung (von Information)

Bereits 1981 erkannten *Barret und Martin* [1981], daß die ungleiche Verteilung von Regengebieten (eines Regengebietes) im Radiometerblickfeld (FOV) eines satellitengetragenen Sensors zu systematischen Fehlern bei Ableitung der mittleren Regenrate führt.

Short und North [1990] berechneten aus hochaufgelösten schiffsgetragenen Radarbeobachtungen von Regen und gleichzeitigen Satellitenbeobachtungen des Nimbus-5 *Electrically Scanning Microwave Radiometer* (ESMR) eine Unterschätzung der Regenrate (aus Satellitendaten) um den Faktor 2 während GATE⁵ Phase I. Unter der Annahme einer gammaverteilten Regenrate konnten sie diese Unterschätzung in einem statistischen BF-Modell nachvollziehen. Sie beschreiben die systematische Unterschätzung in Abhängigkeit der Varianz der Regenrate und des Mittelwertes im Radiometerblickfeld.

Chiu et al. [1990] gehen davon aus, daß *beam filling* in erster Näherung bei Kenntnis der Varianz der Regenrate im FOV in Abhängigkeit der horizontalen Auflösung des Radiometers korrigiert werden kann. Die Auswertung der GATE Regenradardaten aus Phase I und II ergibt, daß der prozentuale systematische Fehler mit der Größe des FOV zunimmt. Bei sehr großen Radiometerblickfeldern tritt eine Sättigung ein, und die systematische prozentuale Unterschätzung stagniert bei 50 %. Dies entspricht dem von *Short und North* [1990] berechneten und beobachteten Korrekturfaktor der Größe 2.

Ha und North [1995] kommen bei einer rein analytischen Berechnung des BF-Fehlers bei Annahme verschiedener statistischer Regenverteilungen (wie Gammaverteilung, Normalverteilung, logarithmische Normalverteilung, Binomialverteilung) zu einem ähnlichen Ergebnis wie *Chiu et al.* [1990], daß der relative BF-Fehler der Regenrate gesättigt ist, wenn das Mittelungsgebiet (FOV) groß gegenüber der Auflösung ist, aus der der „wahre“ Wert berechnet wird. Sie formulieren dies sogar noch deutlicher, daß es gar nicht zwingend erstrebenswert sei, dem systematischen BF-Fehler mit einer immer höheren Auflösung des Radiometers zu begegnen, auch wenn so der systematische Fehler kleiner wird. Der systematische Fehler bei großen Radiometerblickfeldern ist zwar größer, ist aber sicherer bekannt und somit besser korrigierbar.

Bei der Ableitung des Flüssigwassergehaltes von inhomogenen Wolken, was besonders für die Verbesserung der Wolkenstrahlungs-Rückkopplung in Klimamodellen interessant ist, wird direkter als beim Regenretrieval versucht, BF-Fehler zu korrigieren.

Milletta und Katsaros [1995] benutzen die Daten des sehr fein aufgelösten (2.8 km) *Operational Linescan System* (OLS), um wolkenfreie Gebiete innerhalb des Blickfeldes des *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) zu erkennen. Diese Beobachtungen werden als potentiell fehlerbehaftet markiert und können somit für weitere Berechnungen ausgeschlossen werden. Beide Sensoren fliegen auf dem gleichen Satelliten und blicken somit zeitgleich auf die gleiche Position.

Greenwald et al. [1997] verwenden die Daten des sichtbaren Kanals von GOES-8 (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) mit einer Auflösung von 2.3x4.0 km, um die Wolkeninhomogenität und den CWP in kollozierten SSM/I Radiometerblickfeldern zu bestimmen. Im Falle vollständig wolkenbedeckter SSM/I 37 GHz FOVs sind die unabhängig voneinander gemessenen CWPs in guter Übereinstimmung. Bei nur teilweise bedeckten

⁵GATE: GARP (*Global Atmospheric Research Program*) *Atlantic Tropical Experiment*

FOVs des SSM/I liegen die aus SSM/I abgeleiteten Werte im Mittel um 0.023 kg/m^2 niedriger als die aus GOES-8 abgeleiteten. Eine einfache Korrektur der CWP's aus SSM/I mit Hilfe der relativen Wolkenbedeckung aus GOES-8 Daten verbessert lediglich die starke systematische Unterschätzung von SSM/I bei geringer Wolkenbedeckung. Dadurch entsteht allerdings ein sehr großer zufälliger Fehler.

Kummerow [1998] hebt in seiner Arbeit vier der Idealisierungen, von denen Short und North [1990], Chiu et al. [1990] und Ha und North [1995]) ausgehen, bei der Untersuchung des BF-Problems auf.

Es wird (i) keine einfache analytische Form der Relation zwischen Helligkeitstemperatur und Regenrate benutzt, sondern die Beziehung wird mit einem Strahlungstransportmodell berechnet. Hierbei werden (ii) die Vertikalprofile von Wolkenwasser, Wolkeneis, Regenwasser und Schnee berücksichtigt. Die Relation zwischen den Hydrometeorprofilen und der Regenrate stammt aus Modellsimulationen des GCE (*Goddard Cumulus Ensemble*) Modells, in dem mittlere Hydrometeorprofile für bestimmte Regenratenklassen gebildet wurden. Das GCE Modell wurde dabei mit Radiosondenaufstiegen aus dem TOGA COARE⁶ intensive flux array (IFA) initialisiert. Die Verteilung der Regenrate stammt aus hochaufgelösten ($2 \times 2 \text{ km}$) schiffsgetragenen Radarmessungen (ebenfalls aus TOGA COARE) und ist somit (iii) keine idealisierte Verteilung wie bei Short und North [1990] und Ha und North [1995]. In der so zusammengestellten Modellatmosphäre wird (iv) der Strahlungstransport unter Berücksichtigung von dreidimensionalen Effekten bei Wolkeninhomogenitäten berechnet.

Die Helligkeitstemperaturen der inhomogenen Wolken sind bei mittlerer Inhomogenität der Regenrate systematisch bis zu 45 K niedriger als die bei Annahme einer gleichverteilten Regenrate. Die Unsicherheit durch die aktuelle Inhomogenität und durch dreidimensionale Effekte im Strahlungstransport erzeugt eine zufällige Komponente im BF-Effekt von bis zu $\pm 25 \text{ K}$. Vereinzelt treten bei 19 GHz (vertikal polarisiert) BF-Effekte von bis zu -80 K auf. Leichte positive BF-Effekte, d.h. daß die Helligkeitstemperatur des Wolkenensembles größer ist als die der homogenen Wolke, kommen ebenfalls vor.

Die Anwendung der modellierten BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen auf typische Regenratenverteilungen von TOGA COARE führen wiederum zu einer mittleren Unterschätzung der Regenrate um den Faktor 2.

1.4 Konzeption der Arbeit

Die Methoden und die Vorgehensweisen in der vorliegenden Studie sind z.T. mit der Arbeit von Kummerow [1998] vergleichbar. Die Untersuchungen sind allerdings um einige Punkte erweitert.

Zur Simulation inhomogener Wolken wird das Mesoskalenmodell GESIMA (Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre) verwendet (Kapitel 2). Die BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen, die bei diesen Wolken auftreten, werden mit einem dreidimensionalen Strahlungstransportmodell berechnet.

⁶ Tropical Oceans Global Atmospheric Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment

In Kapitel 3 werden BF-Modelle in verschiedenen Idealisierungsstufen⁷ entwickelt, mit denen es möglich ist, die Abhängigkeit des BF-Effektes von der Inhomogenität im FOV und weiteren Parametern zu studieren. Die Inhomogenität im FOV wird dabei nicht wie bei Kummerow [1998] mit der (inhomogenen) Regenrate beschrieben, sondern mit der Inhomogenität des Flüssigwasserpades (*liquid water path* LWP). Auf diese Weise wird die Inhomogenität von Wolken- und Regenwasser berücksichtigt.

Die Anwendung eines Neuronalen Netzes (NN) zur Ableitung des LWP bei inhomogenen Wolken hat die Anregung zu dieser Arbeit gegeben. In Kapitel 4 wird untersucht, inwieweit ein NN in der Lage ist, BF-Effekte in inhomogenen Wolken zu berücksichtigen.

BF-Fehler, die bei Eingabe von Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken in Algorithmen, die für homogene Wolken entwickelt sind, auftreten, werden in Kapitel 5 quantifiziert.

In Kapitel 6 werden Verfahren zur Korrektur von BF-Effekten entwickelt. Dabei wird zuerst eine theoretische Betrachtung durchgeführt, mit der abgeschätzt wird, wie genau die Wolkeninhomogenität mindestens bekannt sein muß, damit Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken zur Verwendung in homogenen Algorithmen erfolgversprechend korrigiert werden können.

Im zweiten Abschnitt von Kapitel 6 wird untersucht, unter welchen Bedingungen die Eingabe von Zusatzinformation über die Wolkeninhomogenität zu einer Verbesserung der mit dem NN entwickelten LWP-Algorithmen für inhomogene Wolken führt.

In Kapitel 7 werden neben einer Zusammenfassung Anregungen gegeben, für welche weiteren Untersuchungen die entwickelten BF-Modelle und BF-Korrektur Modell geeignet sind. Insbesondere wird hier auf die Kombination von verschiedenen operationellen Radiometern eingegangen, um so BF-Effekte besser berücksichtigen zu können.

⁷bezüglich angenommener Wolkenverteilung, Vereinfachung des Vertikalprofils usw.

Kapitel 2

Simulation von Wolken und Strahlung

2.1 Anforderung an die Simulation

Der *beam filling* (BF) Fehler, der in der Mikrowellenfernerkundung bei Wolken- und Regenheterogenitäten auftritt, kann mittels zeitgleicher hochauflösender Messungen quantifiziert und somit bedingt korrigiert werden [Short und North, 1990]. Dies gilt insbesondere bei der Betrachtung großer Radiometerblickfelder (FOVs) [Ha und North, 1995]. Eine Studie, die zu einer vollständigen Erklärung des BF-Problems führt, ist allerdings nur modellhaft durchführbar, da ein ausführbares *in situ* Experiment nicht möglich ist. Insofern müssen die Strahldichten bzw. Helligkeitstemperaturen simuliert werden, die ein satellitengetragenes Radiometer messen würde.

Die Helligkeitstemperaturen (TBs) sollten dabei mit einem möglichst realistischen und dabei genau bekannten atmosphärischen Zustand simuliert werden. Die Verwendung von Radiosondenprofilen gewährleistet, daß zumindest Feuchte- und Temperaturprofil im Einklang miteinander sind. Jedoch sollte auch der Wasser- und Eisgehalt der Wolke in vernünftiger Relation zu dem Feuchte- und Temperaturprofil stehen bzw. auch die einzelnen Hydrometeore zueinander. Insbesondere sollte die vertikale Verteilung der Hydrometeore mit realistischen Verteilungen übereinstimmen, da die ausgehende Mikrowellenstrahlung sehr sensitiv auf Änderungen in der Vertikalverteilung reagiert [Mugnai et al., 1993].

Neben dem vertikalen Atmosphärenprofil ist bei der angestrebten Untersuchung des BF-Problems auch die horizontale Verteilung von Wolkeneigenschaften und Niederschlagsgebieten relevant. Intuitiv stellt sich auch die Forderung nach einer zwei- und dreidimensional konsistenten Modellierung der Wolken, d.h. daß die Wolkenstrukturen in etwa „wahren“ Strukturen entsprechen und keine unrealistischen Übergänge an den Wolkenrändern auftreten.

Die gestellten Anforderungen, eine möglichst realistische, dreidimensionale Modellatmosphäre mit exakt bekannten Parametern zur Untersuchung des BF-Problems zu verwenden, lassen als einzige Alternative die Simulation der Modellatmosphäre mit einem dreidimensionalen Atmosphärenmodell zu.

Da Wolken und Niederschlag in der BF-Problematik eine besondere Rolle spielen, sollte das Atmosphärenmodell insbesondere bezüglich einer guten Implementierung von

Wolkenentstehungs-, -umwandlungs- und -auflösungsprozessen ausgewählt werden. Die in dieser Arbeit benutzten Modellatmosphären sind mit dem Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre (GESIMA) simuliert worden. Eine Vorstellung des Modells und der durchgeführten Wolkensimulationen wird in Abschnitt 2.2 dieses Kapitels gegeben.

Zur Berechnung der Helligkeitstemperaturen wird ein Monte Carlo Strahlungstransportmodell benutzt, das die Effekte des Strahlungstransportes in dreidimensionalen Wolkenstrukturen berücksichtigen kann. Das Monte Carlo Modell wird in Abschnitt 2.3.2 vorgestellt.

2.2 Wolkensimulation

Es bot sich aus zweifacher Hinsicht an, die benötigten Wolkensimulationen mit dem Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre (GESIMA) durchzuführen. (i) Das Modell ist am Institut für Meereskunde Kiel (IfM Kiel) verfügbar und konnte bereits zuvor stabil auf den zur Verfügung stehenden Workstations betrieben werden. Desweiteren konnte es unter Anleitung der früheren Anwenderin R. Hagedorn problemlos übernommen und adaptiert werden.

(ii) Hagedorn [1996] unternahm eine komplette Überarbeitung des Wolkenmoduls und konnte als Ergebnis eine korrekte Hydrologiebilanz vorweisen, was u.a. als Test der mikrophysikalischen Parametrisierungen gelten kann.

2.2.1 Das Mesoskalenmodell GESIMA

Das dreidimensionale, nicht-hydrostatische Mesoskalenmodell GESIMA wurde am GKSS Forschungszentrum Geesthacht entwickelt und implementiert (Kapitza [1987], Eppel et al. [1995]). Basierend auf den Grundgleichungen für Impuls-, Massen- und Energieerhaltung ist das Modell durch seine nicht-hydrostatische Formulierung, insbesondere zur Simulation von atmosphärischen Strömungen mit einer charakteristischen Längenskala von kleiner als 10 km, geeignet. Auf dieser kleinen Längenskala können u.a. bei starken vertikalen Strömungen (z.B. durch Konvektion) nicht-hydrostatische Kräfte auftreten.

Die Parametrisierungen der mikrophysikalischen Wolkenprozesse basieren auf einem *Bulk*-Schema von L. Levkov [Levkov et al., 1992]. Es enthält Wasser in der kalten Phase als Eis und Schnee. In der warmen Phase werden Wolken- und Regenwasser unterschieden. Die Massenmischungsverhältnisse und die Teilchenzahlen werden prognostisch aus Advektion, Diffusion, Sedimentationsfluß und aus den Umwandlungsraten berechnet. Die Umwandlungsraten (zwischen den einzelnen Phasen) sind die eigentlichen mikrophysikalischen Prozesse, die als Funktionen von abhängigen Variablen (vorgegeben aus dem letzten Zeitschritt) und bekannten mikrophysikalischen Parametern parametrisiert sind.

Zum Start der Wolkenbildung an Kondensationskernen wird eine Aerosolkonzentration, die von 300 cm^{-3} am Boden auf 10 cm^{-3} in 10 km Höhe exponentiell abnimmt, vorgegeben. Da die Aerosole durch Wolkentröpfchenbildung eventuell sehr schnell aufgebraucht sein können und somit eine weitere Wolkenentwicklung behindert werden könnte, wird eine Änderung von Hagedorn [1996] weiterhin benutzt. Sie sieht vor, daß die aktuelle Aerosolkonzentration in einer Schicht nicht unter die Hälfte ihres Initialisierungswertes sinken kann.

2.2.2 Wolkensimulation mit GESIMA

Die Größe des Simulationsgebietes wurde auf 104x104 km festgelegt mit einer horizontalen Auflösung von 2x2 km. Die Höhe der Atmosphäre (*top of atmosphere* TOA) wird auf 10 km gesetzt und ist in 26 Schichten unterteilt. Die Schichtdicke beträgt in Bodennähe 100 m und steigt mit zunehmender Höhe auf 1 km. Somit ergibt sich ein Modellgebiet von 52x52x26 Gitterboxen. Um viele nebeneinander liegende Wolkencluster simulieren und viele Radiometerblickfelder nebeneinander platzieren zu können, wäre ein größeres Modellgebiet wünschenswert gewesen; der daraus entstehende Aufwand (speicher- und rechenzeittechnisch) war jedoch zu hoch. Durch die implementierten reflektierenden Randbedingungen im dreidimensionalen Strahlungstransportmodell ist das Modellgebiet jedoch künstlich erweitert worden.

Die Simulationszeit mit einem Integrationszeitschritt von 10 Sekunden betrug zwei Stunden. Danach wurde der Lauf gestoppt, da in vielen Fällen ein Wolkenzyklus (Bildung, Wachstum, Reifestadium und Zerfall) bereits beendet war; zumindest war das Reifestadium mit maximalen Niederschlägen schon erreicht.

Der komplette atmosphärische Zustand wurde alle 10 Minuten gespeichert und steht somit für die Strahlungstransportmodellierung zur Verfügung. Die Rechenzeit für eine 2-Stunden-Wolkensimulation auf einem Digital DEC AXP8200 Server mit 300 MHz beträgt ca. 6 Stunden.

2.2.2.1 Initialisierung

Das gesamte Modellgebiet wurde horizontal homogen initialisiert. Die Startprofile für Temperatur, Druck und relative Feuchte entstammen Radiosondenprofilen, die auf die gegebenen Schichten des GESIMA-Modells linear interpoliert wurden. Daneben wurde auch der Wind in 10 m Höhe und die Meeresoberflächentemperatur (SST) zur Modellinitialisierung benutzt, wobei der geostrophische Wind im Modell gleich dem Wind in 10 m Höhe gesetzt wurde.

Der Radiosondendatensatz enthält knapp 10000 global verteilte Aufstiege über den Ozeanen aus dem Jahr 1989. Aufstiege, die die Höhe von 10 km nicht erreicht hatten bzw. keine Messung der SST oder des Windes enthalten, wurden aussortiert. Desweiteren sollten bis 3000 m Höhe (entspricht der 17. Modellschicht) mindestens 10 Meßwerte existieren. Dies soll sicherstellen, daß die atmosphärische Grenzschicht im Modell gut abgebildet ist. Die verbleibenden 2233 Profile wurden anschließend nach folgenden Eigenschaften klassifiziert:

- Maximal erreichte relative Feuchte (Inkrement: 2 %)
(Bezeichnung: *rh98*, *rh96*, *rh94*, ...)
- Aufstiegsmonat
(Bezeichnung: *jan*, *feb*, *mar*, *apr*, *may*, *jun*, *jul*, *aug*, *sep*, *oct*, *nov*, *dec*)
- geographische Breite (Inkrement: 10 Grad, beginnend am Nordpol)
(Bezeichnung: *REG1*, *REG2*, *REG3*, *REG4*...)

Die Simulation wurde abgebrochen, falls nach 60 Minuten Simulationszeit im gesamten Modellgebiet an keiner Stelle und zu keinem Zeitpunkt der integrierte Wolkenwassergehalt (*cloud water path CWP*) mindestens 0.1 kg/m^2 erreicht hatte. Wie später in Abschnitt 5.2 gezeigt wird, ist das BF-Problem bei sehr schwach entwickelten Wolken unbedeutend klein.

Letztendlich wurde die Wolkensimulation nur mit Profilen gestartet, die in mindestens einer Schicht mehr als 94 % Feuchte enthalten. Es zeigte sich nämlich, daß bei geringen relativen Feuchten — trotz der eingebrachten Feuchtestörungen, die im nächsten Abschnitt diskutiert werden — die Wolkenentwicklung sehr schwach ist und somit sehr oft abgebrochen wurde. So wurden von 262 Simulationsstarts mit Profilen, deren relative Feuchte in mindestens einer Schicht 94 % beträgt, nur vier Simulationen beendet (Tab 2.1), während in den nächst feuchteren Klassen 35 % bzw. 64 % der Simulationen über zwei Stunden gerechnet wurden, da sich hier Wolken mit einem CWP von größer als 0.1 kg/m^2 entwickelt hatten.

In der weiteren Arbeit werden nur Wolkensimulationen des Monats Juni benutzt, da es rechenzeit- und kapazitätstechnische Gründe nicht erlaubten, für alle Wolkensimulationen mit dem dreidimensionalen Monte Carlo Strahlungstransportmodell die Helligkeitstemperaturen zu berechnen. Der Monat Juni wurde ausgewählt, da mit den Initialisierungsprofilen dieses Monats die kräftigsten Wolkenentwicklungen simuliert wurden.

Feuchteklasse	Alle Monate		Juni	
	gestartet	beendet	gestartet	beendet
98 %	91	63	9	9
96 %	221	77	27	11
94 %	262	4	27	1

Tabelle 2.1: Anzahl der gestarteten bzw. auch beendeten Wolkensimulationen in den einzelnen Feuchteklassen für alle Monate und nur für Juni.

2.2.2.2 Feuchtestörung

GESIMA bietet die Option, explizit Einfluß auf die Wolkenentstehung zu nehmen. Zu diesem Zweck ist es vorgesehen, Feuchtestörungen in Form von Wasserdampfung im Laufe der Simulation einzubringen oder die Temperaturschichtung zu labilisieren und somit Konvektion anzuregen. Die Rechtfertigung, die Wolkenbildung durch einen äußeren Eingriff anzuregen, beruht zum einen darauf, daß nicht nur ausgesuchte labile Profile benutzt wurden und zum anderen darauf, daß die Anregung von Konvektion durch solare Einstrahlung nicht modelliert wurde. Desweiteren stand nicht genügend Rechenleistung zur Verfügung, das Modell immer so lange zu integrieren, bis eventuell eine eigenständige Wolkenbildung beginnt.

Die zeitlich begrenzten Feuchtestörungen orientieren sich am Profil des Wasserdampfgehaltes des Initialisierungsprofils und wurden nach folgendem Schema zu jedem Integrationszeitschritt (alle 10 Sekunden) der aktuellen Feuchte zugefügt.

1. Störung im gesamten Gebiet für 70 Minuten

- (a) Innerhalb der Störzeit wird in jeder Gitterzelle der Feuchtegehalt um 2.5 % erhöht.
- (b) Eine zufällig positive oder negative Störung mit einer maximalen Amplitude des 10fachen Wertes der konstanten Störung aus 1.(a) wird in jeder Gitterzelle addiert bzw. subtrahiert. Im zeitlichen Mittel ergibt sich an keiner Stelle eine Nettofeuchteänderung. Im räumlichen Mittel ergibt sich zu keinem Zeitpunkt eine Nettofeuchteänderung.

2. Störung in elf zufällig festgelegten Störgebieten für 50 Minuten

- (a) Innerhalb der Störzeit erhöht sich im Zentrum des Störgebietes der Feuchtegehalt um 7.5 % in jeder Schicht. Die Menge der Störung fällt mit zunehmendem Abstand vom Zentrum mit einer Gaußfunktion auf $1/e$ bei 8 km ab. Dabei ist der Wert von 8 km für das Störgebiet nur ein Mittelwert (über alle Zeitschritte), denn die Gaußfunktion wird in jedem Zeitschritt zufällig in x- und y-Richtung deformiert.
- (b) Eine zufällige positive oder negative Störung mit einer maximalen Amplitude des 10fachen Wertes der Störung aus 2.(a) wird in jeder Gitterzelle der Störgebiete addiert bzw. subtrahiert. Im Mittel (vgl. Punkt 1 (b)) ergibt sich keine Nettofeuchteänderung.

Alle oben genannten Störungen wurden gleichzeitig zugeführt. Die Störung im gesamten Gebiet wurde gewählt, um prinzipiell überall eine Wolkenentwicklung anzuregen. Da dies in Testläufen immer nur zu stratiformer Bewölkung führte — trotz der zufälligen Störkomponente 1.(b) —, wurde die Anregung in speziellen Störgebieten dazugenommen. Dies führt zur Entstehung von einzelnen Wolken, aber auch zu Wolkenclustern (Abb. 2.3). Die simulierten Wolken besitzen somit eine große Inhomogenität.

Die Summe der Wasserdampfstörungen pro Schicht bzw. das mittlere Störungsprofil (Abb. 2.1) besitzt zwangsläufig die Struktur des Wasserdampfgehaltprofils (Abb. 2.5). Das lokale Minimum der Störung bei 3.2 km ist auf die sehr niedrige relative Feuchte (ca. 45 %) im Radiosondenprofil zurückzuführen.

In der bodennahen Schicht wurden 0.55 g/kg Wasserdampf zugeführt. Dies entspricht ca. 6 % der beim Start enthaltenen Wasserdampfmenge. Da jede Schicht bei der Störung gleichbehandelt wurde, ist somit in jeder Schicht die Feuchte um 6 % erhöht worden.

Die etwas willkürlich anmutende Menge der Wasserdampfungabe in den ersten 50 bzw. 70 Minuten ist so eingestellt (über die prozentuale Feuchtezufuhr von 2.5 und 7.5 % bezüglich des Initialisierungsprofils des Wasserdampfgehaltes), daß der maximal auftretende Wolkenwasserpfad in etwa gleich dem parametrisierten Wolkenwasserpfad nach *Karstens et al.* [1994] ist (Abb. 2.2). Es konnte jedoch keine vollständige Übereinstimmung erzielt werden, da die Stärke der Wolkenentwicklung auch von der Labilität des Temperaturprofils abhängt, was hier aber nicht berücksichtigt worden ist. Zudem konnten bei den Testläufen, um die Wasserdampfstörung zu justieren, nicht alle Initialisierungsprofile miteinbezogen werden (aus Rechenzeitgründen).

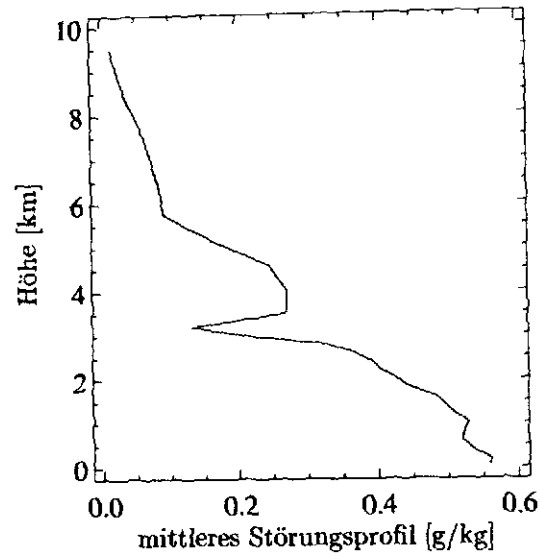


Abbildung 2.1: Mittleres Wasserdampfstörungsprofil für die GESIMA-Wolkensimulation mit dem 5. Initialisierungsprofil aus der Klasse rh98/jun/REG4.

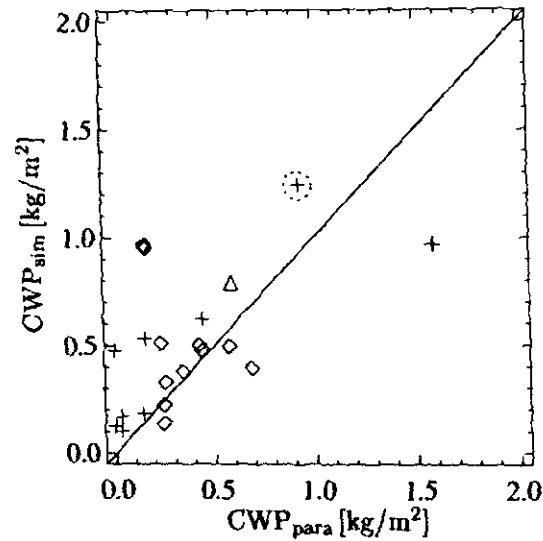


Abbildung 2.2: Maximal simulierter gegen den nach Karstens et al. [1994] parametrisierten Wolkenwasserpfad (CWP) für alle Simulationen im Juni. Initialisierungsprofil mit mehr als + 98 %, ◇ 96 % bzw. △ 94 % relative Feuchte. Das eingekreiste Symbol markiert die in Abschnitt 2.2.2.3 diskutierte Wolkensimulation.

Die horizontale Verteilung von Wolken- und Regenwasser, die durch die Anordnung der einzelnen Störgebiete maßgeblich beeinflusst ist, wird in Abschnitt 3.1.1 getestet, ob sie beobachteten Verteilungen von Wolkeneigenschaften bzw. der Regenrate entspricht.

2.2.2.3 Exemplarische zeitliche und räumliche Wolkenentwicklung

In diesem Abschnitt wird exemplarisch die Wolkensimulation für das 5. Initialisierungsprofil aus der Klasse *rh98/jun/REG4* diskutiert (Abb. 2.5).

Das Initialisierungsprofil der relativen Feuchte läßt eine starke Wolkenentwicklung zwischen 0.5 und 2.5 km Höhe erwarten, da hier zahlreiche Schichten mehr als 95 % Feuchte aufweisen. Oberhalb der extrem trockenen Schicht in 3.2 km Höhe ist eine weitere Wolkenschicht zu erwarten.

In Abb. 2.3 ist zu erkennen, wie die Wolkenwasserbildung durch die Wasserdampfstörung in den 11 ausgewählten Störgebieten angeregt wird. Sieben Störgebiete bilden bereits nach 20 Minuten eine gemeinsame Wolke von ca. 30x60 km Größe. Die Wolkenbildungsgebiete sind und werden durch den Wind ($u=2.3$ m/s und $v=6.3$ m/s) deutlich nach rechts oben verdriftet. Innerhalb der Simulationszeit driftet die (ursprüngliche) Atmosphäre etwa 48 km aus dem Modellgebiet; die Wolken verbleiben jedoch größtenteils im Modellgebiet. Die am unteren Rand offenen Konturlinien des Wolkenwasserpfades sind auf die Randbedingungen im GESIMA-Modell zurückzuführen, daß der Gesamtfluß durch das Modellgebiet konstant gehalten wird.

Abb. 2.4 zeigt die zeitliche Entwicklung des maximalen integrierten Wasserdampf- und Hydrometeorgehaltes und die jeweiligen Modellgebietsmittelwerte. Der mittlere Wasserdampfgehalt nimmt während der Störzeit um die zugefügten 6 % zu (ca. 2.0 kg/m^2). Beim maximalen Wasserdampfpfad ist ein schwaches Maximum ausgebildet; er sinkt nach der Störzeit durch anhaltende Wolkenbildung.

Bereits nach 10 Minuten bildet sich das erste Wolkenwasser in der unteren feuchten Schicht (Abb. 2.5). In der zweiten feuchten Schicht bei 4.6 km beginnt die Wolkenbildung über die Eisphase.

Der maximale Wolkenwasserpfad und das Maximum des mittleren Wolkenwasserpfades treten fast gleichzeitig nach 45–50 Minuten auf (Abb. 2.4); die Maxima des Wolkeneispfades folgen ca. 10 Minuten später.

Die Regenwasser- und Schneebildung beginnt erst nach ca. 20 Minuten und das Maximum wird nach 65 bzw. 80 Minuten erreicht. Die maximalen Werte sind um mehr als den Faktor 2 größer als der maximale Wolkenwasserpfad. Die Gebietsmittelwerte des Regenwasser- und Schneepfades zeigen kein ausgeprägtes Maximum; sie steigen kontinuierlich an und erreichen ihren Maximalwert von ca. 100 g/m^2 bzw. 125 g/m^2 nach 70 bzw. 100 Minuten. Bis zum Ende der Simulationszeit bleiben sie konstant.

Nach 30 Minuten erreicht der erste Niederschlag den Boden und bleibt ab der 60. Minute mit 45 g/m^3 ($\sim 0.7 \text{ mm/h}$) bis zum Simulationsende nahezu unverändert.

Bei dieser Wolkensimulation ist die zweitstärkste Wolkenentwicklung bei allen Profilen aus dem Juni eingetreten (Abb. 2.2). Etwa 95 % aller Wolkensimulationen (aus allen) Monaten besitzen weniger stark entwickelte Wolken, so daß diese Wolkensimulation ein Beispiel für eine sehr stark entwickelte Wolke mit hoher Inhomogenität ist. Das starke Zusammenwachsen der einzelnen Wolken ist hier sehr stark ausgeprägt und hat seine Ursachen möglicherweise in der relativ hohen Windscherung. Die ungewöhnlich starke (aber zufällige) Ballung der Störgebiete (Abb. 2.3) trägt aber auch dazu bei.

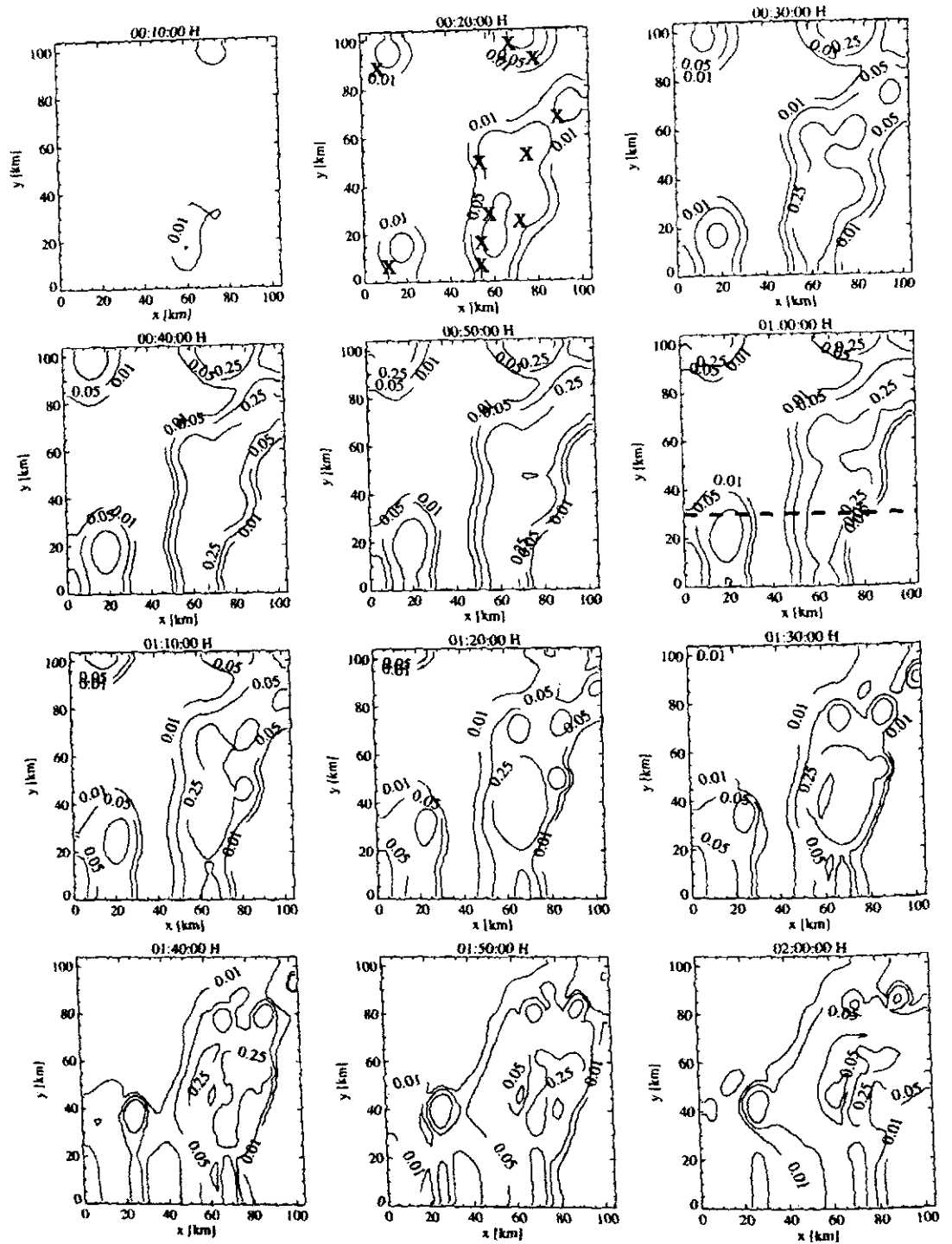


Abbildung 2.3: Konturlinien des Wolkenwasserpades [kg/m^2] der Wolkensimulation 5 aus der Klasse rh98/jun/REG4 in zeitlicher Abfolge (Konturlinienabstand: Faktor 5). Die 11 Störgebiete der ersten 50 Minuten sind mit X gekennzeichnet. Die eingezeichnete Linie markiert den Schnitt durch das Modellgebiet zur Untersuchung von geometrischen Effekten in den Helligkeitstemperaturen (Abschnitt 3.6.1.1).

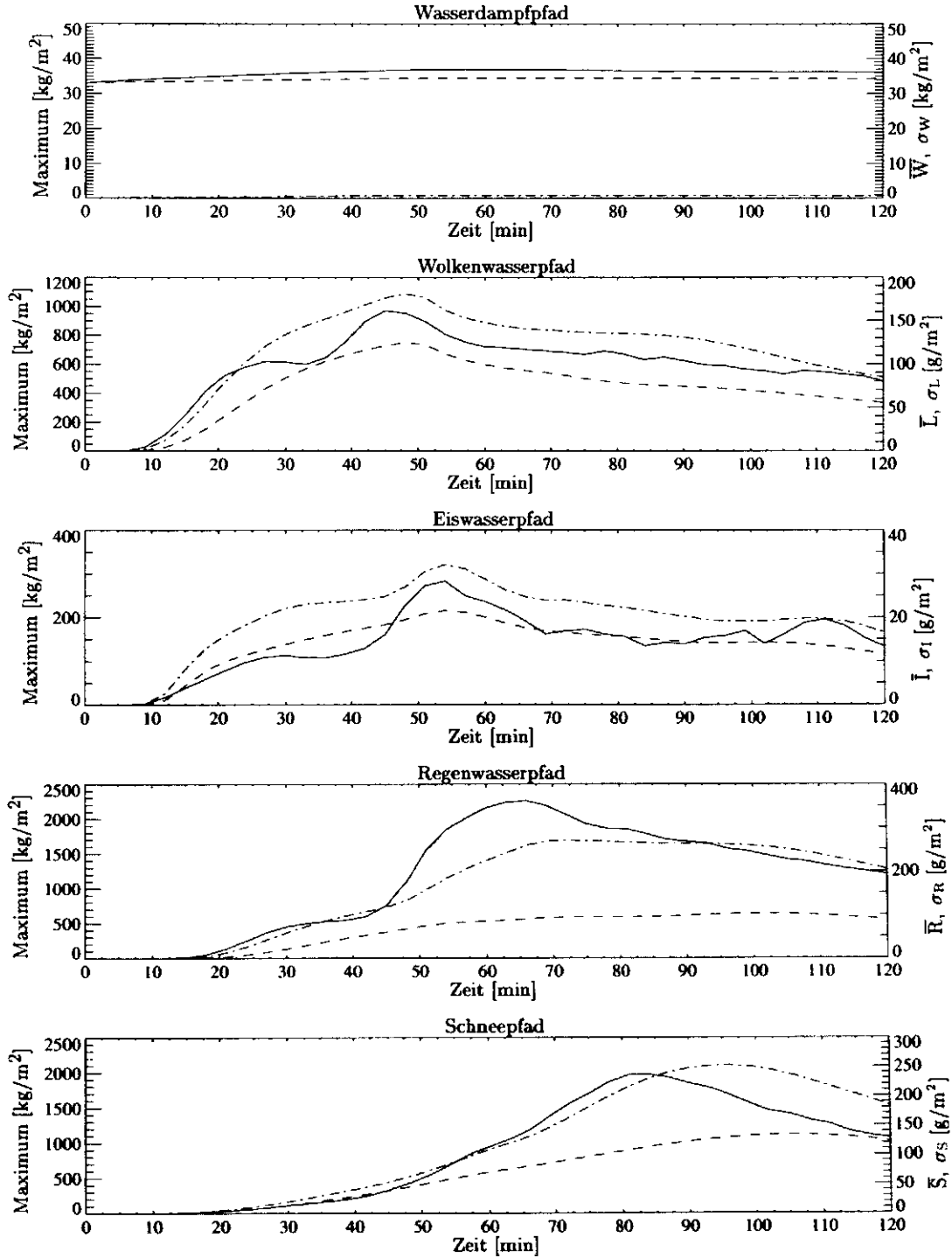


Abbildung 2.4: Zeitserien des integrierten Wasserdampf-, Wolkenwasser-, Wolkeneis-, Regenwasser- und Schneegehaltes der Wolkensimulation 5 aus der Klasse rh98/jun/REG4. Auf der linken Ordinate sind maximaler (—) Wert und auf der rechten Ordinate Modellgebietsmittelwert (---) und Standardabweichung (- · -) im Modellgebiet aufgetragen.

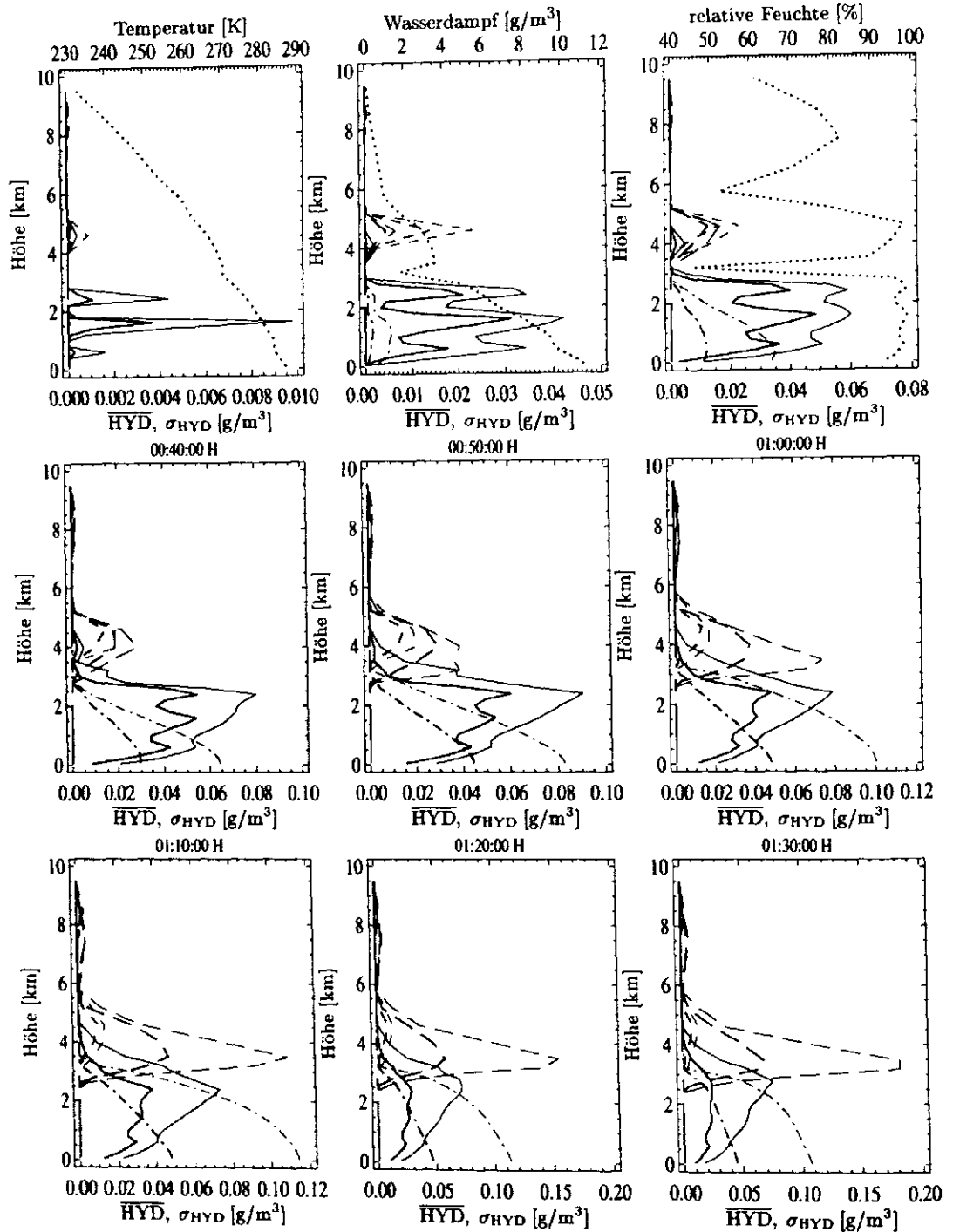


Abbildung 2.5: Zeitliche Veränderung der mittleren Hydrometeorprofile $\overline{\text{HYD}}$ (dick) und deren Standardabweichung σ_{HYD} (dünn) in der Wolkensimulation 5 aus der Klasse rh98/jun/REG4. Wolkenwasser (—), Wolkeneis (---), Regenwasser (- · -), und Schnee (— —). In den ersten drei Bildern ist zusätzlich (auf der oberen Abszisse) das Initialisierungsprofil (···) von Temperatur, Wasserdampfgehalt und relativer Feuchte eingetragen.

2.3 Strahlungssimulation

Die zentrale Rolle bei der Untersuchung des BF-Effektes ist die Simulation der Strahldichten bzw. Helligkeitstemperaturen, die ein satellitengetragenes Radiometer (wie z.B. der SSM/I) bei inhomogener Bewölkung mißt.

In diesem Abschnitt werden in kurzer Form die Grundlagen des Strahlungstransportes im Mikrowellenbereich dargestellt, soweit sie zur späteren Erklärung der BF-Effekte benötigt werden. Zudem wird das Radiometer (Special Sensor Microwave/Imager) SSM/I, für dessen Kanäle und Auflösung die Untersuchungen durchgeführt werden, vorgestellt.

Bei der Beschreibung des verwendeten dreidimensionalen (3d) Monte Carlo Strahlungstransportmodells wird ausführlich auf die Definition und die Unterschiede der Berechnungsmodi für die Strahlung eingegangen, die sich hinsichtlich der Einschränkung des (vollen) 3d-Strahlungstransports unterscheiden.

2.3.1 Grundlagen

2.3.1.1 Mikrowellen

Die Mikrowellen, deren Frequenzbereich von 1 GHz bis 300 GHz bzw. von 30 cm bis 1 mm im Wellenlängenbereich reicht, grenzen im Kurzwelligen an die Submillimeterwellen und sind damit weit vom Emissionsmaximum der terrestrischen Strahlung (11 μm) entfernt. Demnach besitzen sie nur sehr kleine Energien.

Die wichtigsten Strahlungsquellen sind die atmosphärische Emission¹ (A) und die Emission der Oberfläche² (B) (Abb. 2.6). Auf Grund der hohen Reflektivität von Wasserflächen trägt ferner die reflektierte atmosphärische Emission (C) zum Gesamtsignal bei. Der Beitrag durch die reflektierte kosmische Hintergrundstrahlung (D) ist entscheidend von der Transmission der Atmosphäre abhängig. Sie spielt, außer in Fensterbereichen mit optischen Dicken von 0.01 bis 1, eine sehr geringe Rolle.

Bei der Emission atmosphärischer Gase brauchen nur der biatomare Sauerstoff und der Wasserdampf berücksichtigt werden. Dabei gibt es beim Wasserdampf neben den Rotationsabsorptionslinien bei 22.235 und 183.31 GHz eine mit der Frequenz zunehmende Kontinuumsabsorption. Streuprozesse an Gasmolekülen können im Mikrowellenbereich vernachlässigt werden.

Allen flüssigen und festen Hydrometeoren³ kommen im Strahlungstransport eine große Bedeutung zu. Die Extinktion (durch Absorption und Streuung) nimmt stark mit der Frequenz und dem Teilchenradius zu [Simmer, 1994][S. 75ff]. So kann z.B. die Streuung an Wolkentröpfchen bei niedrigen Frequenzen noch vollständig vernachlässigt werden; bei höheren Frequenzen spielt sie jedoch eine große Rolle. Bei Wolkentröpfchen genügt

¹Emission elektromagnetischer Strahlung von Molekülen der atmosphärischen Gase (Rotationszustandsänderungen) und von Hydrometeoren (Schwingung des Molekülverbundes)

²streng genommen, kann eine Oberfläche, wie sie im mathematischen Sinne definiert ist, nicht emittieren. Es emittiert immer der Untergrund. Die Eindringtiefe der Mikrowellenstrahlung in den Untergrund (hier immer Wasser) ist mit 0.3 mm bei 30 GHz sehr gering. Aus diesem Grund erscheint eine Anpassung an den Sprachgebrauch anderer Autoren gerechtfertigt.

³Geringe Eiskonzentrationen — wie sie z.B. in Cirren vorkommen — können hinsichtlich ihres kleinen Extinktionskoeffizienten im Strahlungstransport vernachlässigt werden.

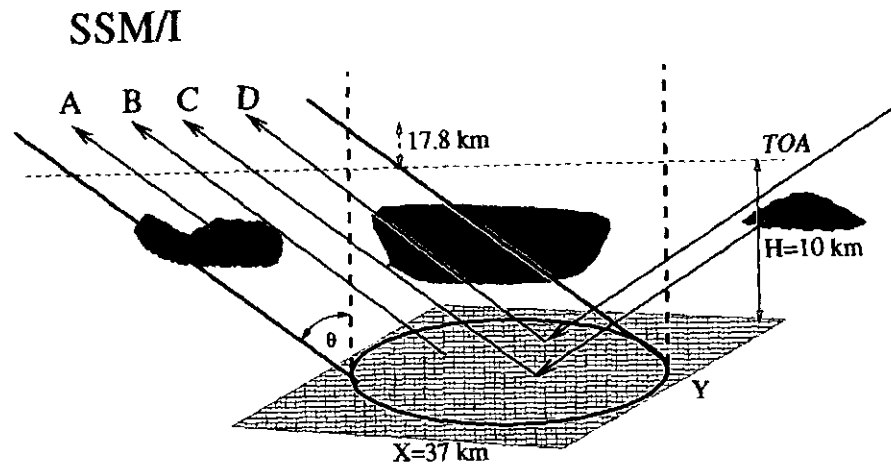


Abbildung 2.6: Beiträge zum Gesamtsignal im Mikrowellenbereich: atmosphärische Emission (A), Oberflächenemission (B), reflektierte atmosphärische Emission (C) und reflektierte Weltraumstrahlung (D). Das Radiometer (SSM/I) misst die unter einem Zenitwinkel von $\theta=53.1$ Grad austretende Strahlung, die den angedeuteten Zylinder am Oberand der Atmosphäre (TOA) verläßt. Die Größe der Grundfläche des Zylinders (die eingezeichnete Ellipse) wird durch die frequenzabhängige Antennenfunktion (Gl. 2.4) bestimmt. Gezeigt ist die Größe des -3 dB Radiometerblickfeldes des 37 GHz Kanals.

die Rayleigh-Approximation; bei großen Hydrometeoren von Schnee und Regen muß das Streuverhalten mit der Mie-Theorie beschrieben werden.

Die Strahlungstransportgleichung (STG) ist im allgemeinen nur numerisch lösbar. Dafür gibt es mehrere Lösungsansätze, wie z.B. die Matrixoperatormethode [Liu et al., 1991] oder die *successive order of scattering* Methode [Goody und Yung, 1989], in der Mehrfachstreuung als Abfolge von nacheinander ablaufenden Einfachstreuungsprozessen aufgefaßt wird.

Eine weitere Möglichkeit ist die explizite Simulation der zufälligen (und somit immer unterschiedlichen) Wege einzelner Photonen, die irgendwo in der Atmosphäre emittiert werden und das Radiometer erreichen. Diese Methode heißt Monte Carlo Simulation, da die stochastischen Wechselwirkungen (Emission und Streuung) der Photonen in der Atmosphäre durch Zufallszahlen repräsentiert werden. In dieser Arbeit wird ein solches Monte Carlo Strahlungstransportmodell angewendet und in Abschnitt 2.3.2 vorgestellt.

Unter bestimmten idealisierten Annahmen ist die Formulierung eines analytischen Ausdrucks für die Lösung der Strahlungstransportgleichung am Oberrand der Atmosphäre mit Aufspaltung in die einzelnen Terme (atmosphärische Emission, Oberflächenemission usw.) möglich. Mit der im Mikrowellenbereich gültigen Rayleigh-Jeans Approximation wird die spektrale Strahldichte B_ν direkt proportional zur absoluten Temperatur. Damit lassen sich in der Strahlungstransportgleichung alle spektralen Strahldichten B_ν durch äquivalente frequenzabhängige Helligkeitstemperaturen T_B ausdrücken.

Für eine nicht-streuende, homogen-planparallele Atmosphäre bei spiegelnder Reflexion ergibt sich für die Helligkeitstemperatur am Oberrand der Atmosphäre nach *Simmer* [1994]

$$\begin{aligned}
 T_B(\nu, \mu, \delta_A) = & \int_{\delta=0}^{\delta=\delta_A} T_a(\delta) \exp(-\delta/\mu) d\delta/\mu && \text{atm. Emission (A)} \\
 & + (1 - \Gamma_r(\nu, \mu)) T_S \exp(-\delta_A/\mu) && \text{Oberflächenemission (B)} \\
 & + \Gamma_r(\nu, \mu) \exp(-\delta_A/\mu) && \text{refl. atm. Emission (C)} \\
 & \int_{\delta=0}^{\delta=\delta_A} T_a(\delta) \exp(-(\delta_A - \delta)/|\mu|) d\delta/|\mu| \\
 & + \Gamma_r(\nu, \mu) T_{sp} \exp(-2\delta_A/\mu) && \text{refl. Weltraumstrahlung (D)}
 \end{aligned} \tag{2.1}$$

mit Γ_r = Bodenreflektivität = $1 - \epsilon$
 ν = Frequenz [Hz]
 ϵ = Bodenemissivität [1]
 z = Höhe [m]
 $\mu = \cos \theta$, θ : Zenitwinkel
 T_{sp} = Weltraumtemperatur = 2.7 K
 T_a = thermodynamische Temperatur der Atmosphäre [K]
 T_S = Oberflächentemperatur [K]
 $\delta = \int_z^{z'} \sigma_a^\nu(z'') dz''$: optische Dicke der Atmosphäre von z bis z' [1]
 $\delta_A = \int_0^{z_{TOA}} \sigma_a^\nu(z'') dz''$: optische Dicke der gesamten Atmosphäre [1]
 $\sigma_a^\nu = k_a^\nu(z) \rho(z)$: Volumenabsorptionskoeffizient [m^{-1}]
 k_a^ν = Massenabsorptionskoeffizient [m^2/kg]
 ρ = Luftdichte [kg/m^3]

Bei Annahme einer isothermen Atmosphäre kann die STG weiter vereinfacht werden. Dazu wird in der Strahlungstransportgleichung (Gl. 2.1) die thermodynamische Lufttemperatur gleich einer effektiven Strahlungstemperatur der Atmosphäre $T_{A_{\text{eff}}}$ gesetzt. Daraufhin lassen sich die Integrale über die optische Dicke im Beitragsterm der atmosphärischen Emission und der reflektierten atmosphärischen Emission lösen, so daß sich

$$\begin{aligned}
 T_B(\nu, \mu, \delta_A) = & T_{A_{\text{eff}}} (1 - \exp(-\delta_A/\mu)) && \text{atm. Emission (A)} \\
 & + (1 - \Gamma_r(\nu, \mu)) T_S \exp(-\delta_A/\mu) && \text{Oberflächenemission (B)} \\
 & + \Gamma_r(\nu, \mu) \exp(-\delta_A/\mu) T_{A_{\text{eff}}} (1 - \exp(-\delta_A/\mu)) && \text{refl. atm. Emission (C)} \\
 & + \Gamma_r(\nu, \mu) T_{sp} \exp(-2\delta_A/\mu) && \text{refl. Weltraumstrahlung (D)}
 \end{aligned} \tag{2.2}$$

ergibt. Der Exponentialterm kann auch durch die atmosphärische Transmission

$$\tau = \exp(-\delta_A/\mu) \tag{2.3}$$

ersetzt werden.

Die Beiträge der einzelnen Terme zum Gesamtsignal der Helligkeitstemperatur (bei 37 GHz) ist in Abb. 2.7 in Abhängigkeit der optischen Dicke der Hydrometeore δ_A^{hyd} dargestellt. Die Sättigungstemperatur entspricht der Atmosphärentemperatur von 285.1 K. Sie ist in der vertikalen Polarisation etwas schneller erreicht als in der horizontalen, da insgesamt das Helligkeitstemperatur-Niveau in der vertikalen Polarisation durch die stärkere Emission ($\epsilon_{37}^V = 0.65$, $\epsilon_{37}^H = 0.31$) der Meeresoberfläche höher ist.

Der Beitrag der Meeresoberfläche **B** wird zunehmend kleiner und bei hohen optischen Dicken wird die Oberflächenemission fast vollständig von der Atmosphäre absorbiert. Mit verschwindender Emission der Oberfläche nimmt auch die Polarisationsdifferenz (vertikal-horizontal) ab, die durch den Unterschied in der von der Polarisationssebene abhängigen Reflektivität entsteht.

Die reflektierte atmosphärische Emission **C** besitzt bei einer optischen Dicke von 0.31 ein Maximum und konvergiert dann wie die Oberflächenemission langsam gegen Null. Die Ausbildung eines Maximums entsteht durch die anfangs geringe atmosphärische Emission, die dann mit zunehmender optischer Dicke größer wird. Ab einer bestimmten optischen Dicke ist jedoch die Absorption nach der Reflexion so groß, daß das Signal den Oberand der Atmosphäre nicht mehr erreicht. Die Lage des Maximums ist übrigens nicht frequenztypisch und ist, solange alle gemachten Idealisierungen beibehalten werden, nur vom Zenitwinkel über die Wegverlängerung abhängig.

Die wesentlich höhere Reflektivität der Meeresoberfläche in der horizontalen Polarisation läßt den Beitrag der reflektierten atmosphärischen Emission am Gesamtsignal fast doppelt so groß werden wie in der vertikalen Polarisation.

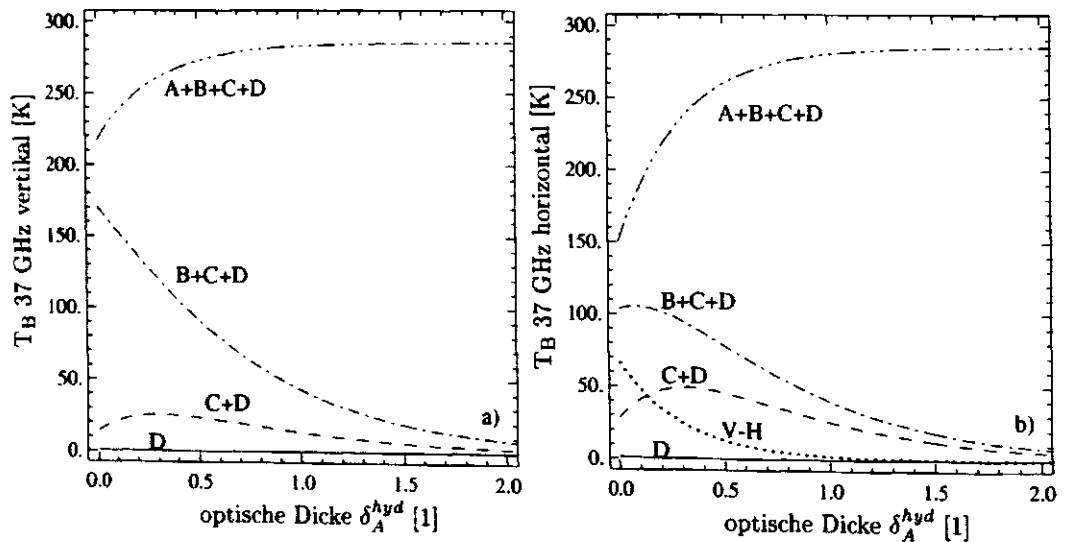


Abbildung 2.7: Aufspaltung der 37 GHz Helligkeitstemperatur (vertikale (a) und horizontale (b) Polarisation) in die Terme **A**: Emission der Atmosphäre, **B**: Emission der Oberfläche, **C**: reflektierte atmosphärische Emission und **D**: reflektierte Weltraumstrahlung in Abhängigkeit der optischen Dicke der Hydrometeore δ_A^{hyd} . Die Differenz zwischen zwei Kurven repräsentiert den Beitrag einer Quelle. In (b) ist zusätzlich die Polarisationsdifferenz (V-H) des Gesamtsignals eingezeichnet. Optische Dicke der atmosphärischen Gase $\delta_{gas} = 0.105$.

Die hohe Bodenemissivität von Landflächen bzw. Meereis ($\epsilon \sim 0.7 - 1.0$) in beiden Polarisationen erzeugt ein hohes Oberflächensignal, so daß der große dynamische Bereich im Gesamtsignal von ca. 140 K (in der horizontalen Polarisation) stark eingeschränkt ist. Aus diesem Grund ist über Land nur die Fernerkundung von Regen möglich, dessen optische Dicke groß genug ist, um das Atmosphärensignal deutlich gegenüber dem Hintergrundsignal (der Oberflächenemission) anzuheben.

2.3.1.2 Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)

Das passive Mikrowellenradiometer SSM/I wurde erstmals 1987 im Rahmen des *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) auf einem polarumlaufenden Satelliten eingesetzt. Dieser fliegt auf einer sonnensynchronen Bahn in ca. 833 km Höhe und benötigt für einen Umlauf ca. 100 Minuten. In den neunziger Jahren sind weitere Instrumente eingesetzt worden, um u.a. eine zeitlich besser aufgelöste flächendeckende Beobachtung zu ermöglichen. Aktuell liefern 3 Instrumente Daten, die zur Fernerkundung von meteorologischen Parametern, wie Windgeschwindigkeit (z.B. *Gemmill und Krasnopolsky* [1999]) und Meereisbedeckung (z.B. *Steffen et al.* [1992]), und von hydrologischen Parametern, wie Gesamtwasserdampfgehalt (z.B. *Alishouse et al.* [1990]), Flüssigwasserpfad (z.B. *Weng und Grody* [1994]) und Regenrate (z.B. *Weng et al.* [1994]), benutzt werden. Die Fernerkundung der bisher aufgeführten Parameter ist jedoch nur über Wasser möglich. Über Land ist es nur möglich, die Schneebedeckung (z.B. *Grody* [1991]) und die Regenrate (z.B. *Ferraro* [1997]) unter Kenntnis der Bodenemissivität abzuleiten. Unter Ausschluß von Wolken kann umgekehrt über die zeitliche oder räumliche Veränderung der Bodenemissivität auf die Bodenfeuchte geschlossen werden [*Drusch*, 1998].

Der SSM/I mißt bei 19, 37 und 85 GHz in beiden Polarisationssebenen und bei 22 GHz nur in der vertikalen Polarisationssebene. Der Beobachtungszenitwinkel (an der Erdoberfläche) beträgt 53.1 Grad. Die Helligkeitstemperaturen einer bestimmten Frequenz werden in den nachfolgenden Kapiteln oftmals mit dem Akronym 19V, 19H usw. für die Helligkeitstemperatur bei 19 GHz mit vertikaler, horizontaler Polarisation usw. bezeichnet.

Der Öffnungswinkel Ω (Radiometerblickwinkel) der Empfangsantenne mit dem Durchmesser d wird mit abnehmender Wellenlänge λ kleiner ($\Omega \simeq \lambda/d$). Er bestimmt zusammen mit der Höhe der Umlaufbahn die Größe des Kegelvolumens⁴ in der Atmosphäre bzw. die Größe des Radiometerblickfeldes (FOV), aus dem Strahlung das Radiometer erreicht. Die Grundfläche (*footprint*) des Kegels ist durch die gegenüber der Erdoberfläche geneigte Beobachtungsrichtung eine Ellipse (Abb. 2.6). Die Wichtung des Signals in dem beobachteten Kegel ist nicht einheitlich, sondern in der Mitte am stärksten und fällt zu den Seiten hin ab. Diese Wichtung wird mit der sogenannten Antennenfunktion beschrieben und stellt die grundlegende frequenzabhängige Spezifikation des Radiometers dar, um Aussagen zu machen, aus welchem (Atmosphären-) Bereich wie viel Strahlung gemessen wird. Die Antennenfunktionen werden vor dem Start für jede Frequenz im Labor ausgemessen und wurden für das erste SSM/I-Radiometer von *Hollinger et al.* [1987] veröffentlicht.

⁴In der 10 km hohen Modellatmosphäre handelt es sich in sehr guter Näherung um einen geneigten Zylinder bzw. eine geneigte Säule.

Die Größe des Radiometerblickfeldes wird über den Abfall der Antennenfunktion mit zunehmender Entfernung vom Mittelpunkt charakterisiert. Typischerweise wird die Größe angegeben, bei der die Wichtung auf die Hälfte (*half power-point*) bezüglich der Wichtung im Mittelpunkt abgefallen ist. Dies entspricht einer Verstärkung (Antennengewinn) von -3 dB (-3 Dezibel = 0.5). Die entsprechenden Werte für den SSM/I sind in Tab. 2.2 angegeben. Die geringfügigen Unterschiede bei vertikaler und horizontaler Polarisierung werden vernachlässigt.

Frequenz	-3dB [50 %]		-13dB [95 %]		NEΔT [K]	
	2*A _ν	2*B _ν	2*A _ν	2*B _ν	vert. Pol.	horiz. Pol.
19 GHz	69 km	x 43 km	143 km	x 89 km	0.35	0.35
22 GHz	60 km	x 40 km	125 km	x 83 km	0.60	–
37 GHz	37 km	x 28 km	77 km	x 59 km	0.30	0.30
85 GHz	15 km	x 13 km	31 km	x 27 km	0.70	0.60

Tabelle 2.2: Größen (Durchmesser) der Radiometerblickfelder (FOVs) des SSM/I, an denen die Verstärkung der Antennenfunktion auf -3 dB bzw. -13 dB abgefallen ist. Approximation der Antennenfunktion mit Gl. 2.4. -3 dB FOV-Größen und rauschäquivalente Temperaturen NEΔT aus Hollinger et al. [1987].

Um die vom SSM/I gemessene Strahlung zu simulieren, ist es ausreichend, die wahre Antennenfunktion bzw. deren Hauptkeule durch eine zweidimensionale Gaußfunktion zu approximieren (Drusch et al. [1999] für SSM/I, Short und North [1990] für ESMR)

$$W_a^\nu = \frac{\ln 2}{\pi A_\nu B_\nu} \exp \left(-\ln 2 \left(\frac{x^2}{A_\nu^2} + \frac{y^2}{B_\nu^2} \right) \right) [m^{-2}]. \quad (2.4)$$

Dabei sind A_ν und B_ν die große bzw. kleine Hauptachse (Radius) des -3 dB Radiometerblickfeldes der Frequenz ν. Für die SSM/I Frequenzen sind die Antennenfunktionen in Abb. 2.8 in Abhängigkeit der Entfernung vom Mittelpunkt des FOV in einem y-Schnitt (bei x=0) aufgetragen. In x-Richtung sind die Antennenfunktionen entsprechend der größeren Radiometerblickfelder noch breiter.

Die approximierte Antennenfunktion ist auf Eins normiert, so daß

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} W_a dx dy = 1 \quad (2.5)$$

gilt. Die Integration der Antennenfunktion über die -3 dB FOV-Größe ergibt 0.5. Dies folgt aus der Definition der approximierten Antennenfunktion, die bei dieser Größe auf die Hälfte abgefallen ist. Physikalisch interpretiert bedeutet dies, daß 50 % des empfangenen Signals aus dem -3 dB Radiometerblickfeld stammen und somit 50 % aus der Umgebung. In dieser Arbeit wird in der Regel mit der Größe des Radiometerblickfeldes gerechnet, bei der die Antennenfunktion auf 1/20 (= -13 dB) ihres maximalen Wertes abgefallen ist. Bei dieser FOV-Größe stammen 95 % des empfangenen Signals aus dem Radiometerblickfeld. Die Begründung für die Wahl dieser Größe des FOV (Tab 2.2) wird in Abschnitt 2.3.3 gegeben.

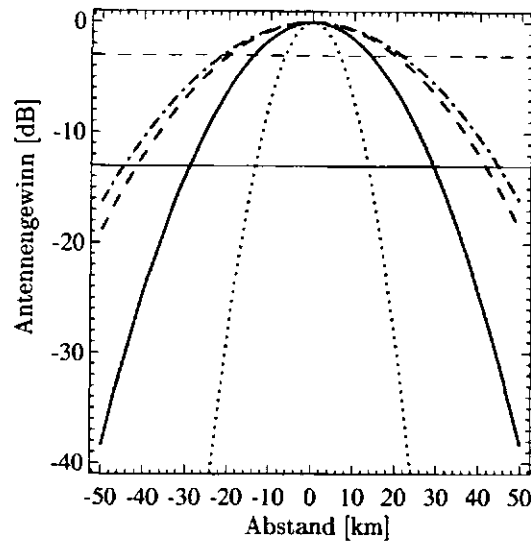


Abbildung 2.8: Approximierte Antennenfunktion des SSM/I als Funktion des geometrischen Abstands für \cdots 19, $--$ 22, $—$ 37 und \cdots 85 GHz. Der Schnitt verläuft in y -Richtung entlang des kleinen Ellipsendurchmessers (Abb. 2.9). Die eingezeichneten Linien bei -3 dB ($- -$) und -13 dB ($—$) erleichtern die Ablesung der Größe des Radiometerblickfeldes, bei der die Antennenfunktion auf diesen Wert abgefallen ist.

Die im Mittelpunkt des 104x104 km großen GESIMA-Modellgebiets liegenden FOVs aller Kanäle mit ihrer -3 dB bzw. -13 dB Größe sind in Abb. 2.9 maßstabgetreu eingezeichnet. Die räumliche Abtastweite für alle Kanäle beträgt 25 km und wird als A-Scan bezeichnet. Die Mittelpunkte der FOVs sind durch die dicken Punkte markiert. Die 85 GHz Helligkeitstemperaturen werden zusätzlich mit einer räumlichen Abtastweite von 12.5 km gemessen. Dieses Abtastsystem heißt B-Scan und ist in Abb. 2.9 mit den kleinen Punkten markiert.

Die komplexe Scan-Geometrie des SSM/I, die bewirkt, daß die Abtastpunkte nicht mehr in einer geraden Linie liegen, wenn das Radiometer zur Seite blickt, ist in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Somit geschieht jede Abtastung mit der gleichen FOV-Anordnung, wie sie in Abb. 2.9 zu sehen ist. Dies ist unproblematisch, da die einzelnen Abtastungen keine Beobachtungsszenen der GESIMA-Wolken darstellen sollen, sondern als eigenständige Wolkenrealisierungen betrachtet werden.

Die Dämpfung der wahren bzw. gemessenen Antennenfunktionen fällt nicht monoton mit dem Raumwinkel, aus dem das Signal stammt. Es existieren vielmehr sogenannte Nebenkeulen, die den Anstieg⁵ der Wichtung eines Signals, das unter einem großen Raumwinkel einfällt, beschreiben. Die maximale Verstärkung der Nebenkeulen liegt jedoch in allen Kanälen unterhalb von -20 dB. Sie müssen also erst bei der Approximation der Antennenfunktion berücksichtigt werden, wenn die Größe des Radiometerblickfeldes weiter ausgedehnt wird. In diesem Fall sollte allerdings vorrangig die Approximation der Hauptkeule verbessert werden.

⁵bzw. das Verharren bei einem Dämpfungslevel

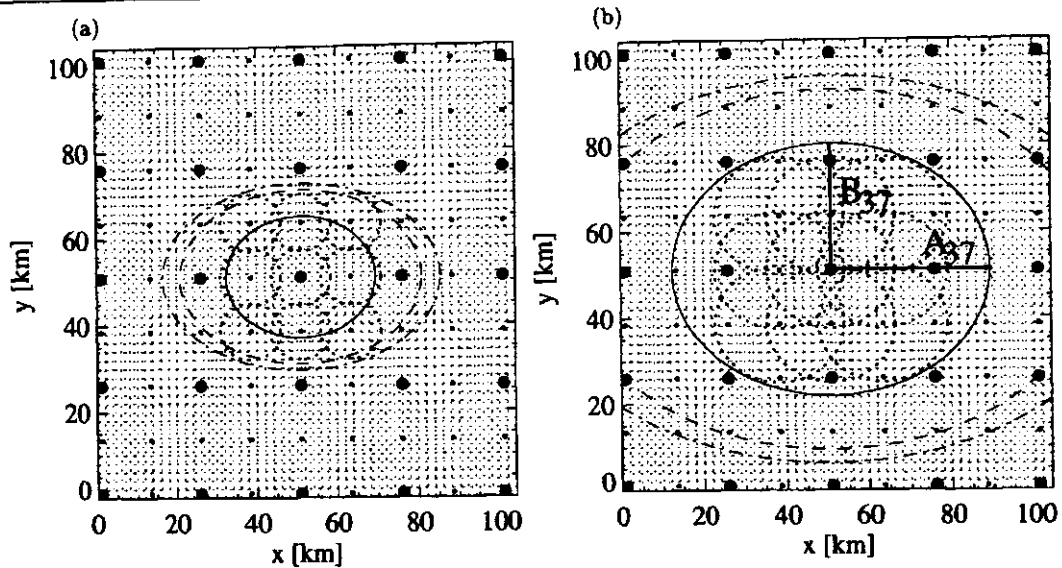


Abbildung 2.9: Maßstabgetreue Skizze der Anordnung der -3 dB (a) und -13 dB (b) Radiometerblickfelder des SSM/I in dem mit 2x2 km aufgelösten GESIMA-Modellgebiet. Die großen ausgefüllten Punkte markieren die Abtastpunkte des A-Scans ($dx=25$ km), die kleinen die des B-Scans ($dx=12.5$ km). - · - · 19, - - 22, — 37 und ··· 85 GHz.

2.3.2 Monte Carlo Modell

Das in dieser Arbeit verwendete dreidimensionale Monte Carlo Strahlungstransportmodell ist ein sogenanntes *backward-forward*-Modell, das von Q. Liu am Institut für Meereskunde Kiel entwickelt und implementiert wurde [Liu et al., 1996]. Die Auszeichnung gegenüber anderen Monte Carlo Modellen besteht darin, daß die Polarisation der Mikrowellenstrahlung mitbehandelt wird und daß es sich trotzdem um die rechenzeiteffiziente Variante eines Monte Carlo Modells handelt, da nur solche Photonen betrachtet werden, die das Radiometer tatsächlich erreichen. Die Erfüllung beider Anforderungen liegt in der Kombination der *backward* und *forward*-Technik: Wie bei einem (herkömmlichen) *backward* Modell (z.B. O'Brien [1992], Roberti et al. [1994]) wird der Weg von Photonen⁶, die das Radiometer bzw. den Oberrand der Modellatmosphäre ($H=10$ km) unter einem Zenitwinkel von 53.1 Grad erreichen, zurückverfolgt zu ihrem Emissionsort. Dabei werden Richtungsänderungen durch Streuprozesse und Reflexion an der Oberfläche berücksichtigt. Die Energie des Photons ist die Summe der lokalen Energien, die proportional der Temperatur am Emissionsort, d.h. proportional der Lufttemperatur bzw. der Oberflächentemperatur. Ein exemplarischer Photonenweg ist in Abb. 2.10 eingezeichnet. Der Emissionsort ist mit 0 gekennzeichnet, bei 1 und 2 finden Streuprozesse statt und bei 3 eine Oberflächenreflexion. 3 stellt zugleich den Emissionsbeitrag der Meeresoberfläche dar.

⁶Die Bezeichnung „Energiepakete“ für Photonen ist angebracht, da bei der *backward*-Technik in einem simulierten Photonenweg mehrere Emissionsquellen eingeschlossen sein können (atmosphärische und Oberflächenemission). Dies wäre bei der Vorstellung eines einzelnen Photons nicht möglich. Für die Implementierung zur Simulation der Photonenwege ist dies aber irrelevant, so daß in dieser Arbeit weiterhin von Photonen gesprochen wird.

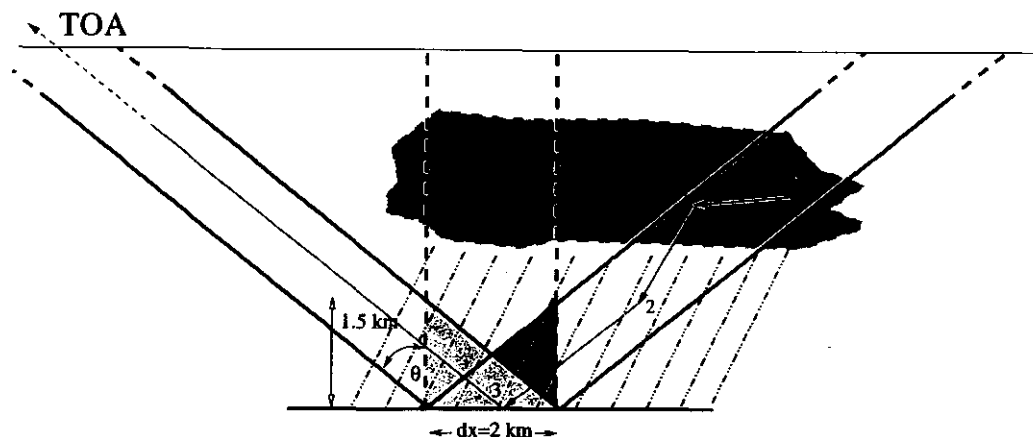


Abbildung 2.10: Skizze eines Photonenweges mit Emission bei 0, Streuung an Hydrometeoren bei 1 und 2 und Oberflächenreflexion bei 3. 3 stellt zugleich den Emissionsbeitrag der Meeresoberfläche dar. Die Beschreibungen der verschiedenen Berechnungsmodi der Helligkeitstemperatur ($1d/2d/3d$) mit dem Monte Carlo Strahlungstransportmodell werden im Text erläutert.

Die Behandlung der Polarisisation ist im einfachen *backward*-Modell nicht möglich, da die Änderung der Polarisisation beim Streuprozess von der aktuellen Polarisisation abhängt. Der aktuelle Polarisationszustand ist aber (noch) nicht bekannt, da ungewiß ist, welche Wechselwirkungen dem Photon seit seiner „wahren“ Emission (am Punkt 0 bzw. 3) widerfahren sind.

Die Leistung des *forward* Modells ist es nun, das Photon auf dem bereits bekannten und „wahren“ Weg und mit den bekannten Wechselwirkungen von seinem Emissionsort zum Radiometer zu verfolgen. Die Wechselwirkungen (mit Hydrometeoren bzw. mit der Oberfläche) geschehen nun auf der richtigen Zeitachse, und der Zustand des Photons — beschrieben durch den vierdimensionalen Stokes-Vektor — ist an jedem Ort bekannt. Dieser wird nun entsprechend der aufeinander folgenden Wechselwirkungen mit der an diesem Ort gültigen Streumatrix bzw. Reflexionsmatrix multipliziert.

Für weitere Details zur Behandlung der *forward* Technik wird auf Liu et al. [1996] oder Roberti und Kummerow [1999] verwiesen und zur Rotation der Phasenfunktionen, um die benötigten Streumatrizen zu erhalten, auf Tsang et al. [1985].

Die Absorption der atmosphärischen Gase (Wasserdampf und Sauerstoff) wird nach Liebe [1985] berechnet; die optischen Eigenschaften der Hydrometeore werden mit Mie-Rechnung bestimmt. Die spiegelnde Reflexion der Meeresoberfläche mit Berücksichtigung windinduzierter Rauigkeit und Schaumbildung wird nach Wisler und Hollinger [1977] berechnet.

2.3.2.1 Dimensionalitätsmodi der Helligkeitstemperatur-Berechnung

Mit dem Monte Carlo Strahlungstransportmodell können zahlreiche Experimente hinsichtlich der Variation der Strahlengänge bzw. Photonenwege vorgenommen werden, um Erkenntnis über die Wirkung von dreidimensionalen Wolkenstrukturen auf den Strahlungstransport zu gewinnen.

1d-Modus

Im 1d-Modus wird die horizontale Inhomogenität der Wolke bzw. des Regengebietes nicht beachtet. Jede Atmosphärensäule aus dem GESIMA-Wolkenmodell, die eine Grundfläche von 2x2 km besitzt (Abb. 2.10), wird als eine plan-parallel homogene Wolke aufgefaßt, indem sie auf eine Größe von 9000x9000 km ausgedehnt wird (*independent column approximation* ICA). Die berechnete Helligkeitstemperatur wird dem 2x2 km Bodenpixel zugeordnet.

3d-Modus

In diesem Modus wird die dreidimensionale Struktur der Wolke voll berücksichtigt, d.h. die am Oberrand der Atmosphäre in einem 2x2 km großen Gebiet ankommenden Photonen können theoretisch aus der „letzten“ Ecke des Modellgebietes stammen. Die berechnete Helligkeitstemperatur wird aber wiederum dem 2x2 km Bodenpixel zugeordnet.

Unterschiede in der 1d- und 3d-Helligkeitstemperatur bei Nicht-Nadirblickwinkeln, die vornehmlich durch die Wolkengeometrie bzw. die Position des betrachteten Bodenpixels bezüglich der Wolke bedingt sind, werden *geometrische Effekte* genannt. In Abb. 2.10 wird beispielsweise im 3d-Fall hauptsächlich der Regen gesehen, aber nicht die darüber liegende Wolke.

Die Auswirkungen von geometrischen Effekten auf der Skala von einzelnen Pixeln und bei Mittelung über Radiometerblickfelder werden in Abschnitt 3.6.1 behandelt.

Da auch FOVs verwendet werden sollen, die am Rand des Modellgebietes liegen, um überhaupt mehrere A-Scan Realisierungen in dem Modellgebiet unterzubringen, wird mit reflektierenden Randbedingungen gerechnet. Diese gelten sowohl bei der Berechnung der Helligkeitstemperaturen sowie bei der Berechnung der mittleren antennengewichteten Helligkeitstemperatur in einem FOV, wenn dieser nicht gerade vollständig im Modellgebiet liegt; dies ist bei Verwendung der -13 dB FOV-Größe fast nie der Fall.

2d-Modus

Die Berechnung der Helligkeitstemperaturen im 2d-Modus wurde neu in das Monte Carlo Modell eingebaut. Dieser Modus ermöglicht die Korrektur von geometrischen Effekten und ist dem (vollen) 3d-Strahlungstransport sehr ähnlich. Die einzige Einschränkung besteht darin, daß alle Photonen, die am Oberrand der Atmosphäre ankommen, entweder direkt in der dem Radiometer zugeneigten Säule oder in der rechten geneigten Säule emittiert wurden bzw. aus dem Weltraum stammen (vgl. Abb. 2.10).

Bei dieser Berechnung wird angenommen, daß die Atmosphäre in jeder Schicht der Säule horizontal homogen und unendlich ausgedehnt ist. Erreicht das Photon die Meeresoberfläche, so wird es reflektiert. Es gelangt aber nicht zwangsläufig in die andere Säule, sondern nur, wenn die azimutale Bewegungsrichtung auch zu dieser Säule weist.

Dieser 2d-Modus weist sehr große Ähnlichkeit mit dem modifizierten 1d-Modell auf, das *Liu et al.* [1996] entwickelt haben. Sie haben zur Berücksichtigung von geometrischen Effekten zwei getrennte eindimensionale Strahlungstransportrechnungen mit den Eigenschaften der Atmosphäre, die innerhalb der nach links bzw. nach rechts geneigten Säule herrschen, durchgeführt. Es zeigte sich, daß die Ergebnisse des 3d-Modus wesentlich besser mit den Ergebnissen des modifizierten 1d-Modell als mit dem (normalen) 1d-Modus übereinstimmen.

Dieses modifizierte 1d-Modell stand nicht zur Verfügung, so daß kein Vergleich mit dem 2d-Modus gerechnet werden konnte. Beide Methoden sollten aber annähernd gleich sein, da sie beide die verschiedenen Vertikalprofile in der linken bzw. rechten Säule berücksichtigen. Ein wohl nur geringer Unterschied könnte daher resultieren, daß im hier entwickelten 2d-Modus der Übergang von Photonen von einer in die andere Säule durch Oberflächenreflexion möglich ist; bei *Liu et al.* [1996] ist dies unmöglich, da es sich um zwei vollständig getrennte Strahlungstransportrechnungen handelt.

In Abschnitt 3.6.1 werden die Unterschiede der Berechnung der TBs im 2d-Modus zum 3d-Modus gezeigt. Sie haben keine geometrischen Ursachen, sondern entstehen durch die dreidimensionalen Wolkenstrukturen, da sich im 3d-Modus die Photonen auch in der y-Richtung bewegen können.

2.3.2.2 Konvergenz

Ein Monte Carlo Strahlungstransportmodell kann niemals die exakte Lösung für den Strahlungstransport liefern, sondern die Lösung nur approximieren, auch wenn die Simulation mit sehr vielen Photonen durchgeführt wird. Somit bleibt das Ergebnis eines Monte Carlo Modells immer abhängig von der Anzahl der simulierten Photonen und auch von der Abfolge der Zufallszahlen. Dieses Modellrauschen ist nie vollständig zu unterbinden.

Um den Fehler zu bestimmen, der durch dieses Rauschen verursacht wird, sind Monte Carlo Simulationen mit immer der gleichen GESIMA-Wolke, aber mit unterschiedlicher Anzahl von Photonen durchgeführt worden. Als Referenzwert wird die Simulation mit 100000 Photonen ausgewählt.

Die Ergebnisse konvergieren in Abhängigkeit der Photonenzahl (Abb. 2.11). Der mittlere absolute Fehler bei allen Kanälen des SSM/I sinkt sehr schnell unter 0.5 K. Dazu sind zwischen 5000 und 7000 Photonen pro Quadratkilometer Modellgebiet nötig.

Die vertikalen Helligkeitstemperaturen konvergieren schneller, da bei dieser Polarisation die Photonen weniger mit der Atmosphäre wechselwirken und somit die Helligkeitstemperaturen weniger von den Zufallszahlen abhängen. Aus diesem Grund ist die Konvergenz bei 85 GHz auch am langsamsten, da hier mit Abstand die meisten Streuprozesse stattfinden.

Selbst bei 90000 Photonen pro Quadratkilometer beträgt der mittlere absolute Fehler noch zwischen 0.1 und 0.2 K. Der maximale Fehler beträgt zwischen 2.0 und 4.5 K, 1.0 und 2.0 K bzw. 0.6 und 1.2 K bei Rechnung mit 5000, 30000 bzw. 90000 Photonen. Der größte Fehler tritt immer bei 85 GHz auf.

Im allgemeinen gilt für Monte Carlo Modelle, daß sie mindestens mit der Photonenzahl gerechnet werden sollten, wo die Krümmung der Linie, die das Konvergenzverhalten beschreibt, maximal ist. Wie aus Abb. 2.11 zu ersehen ist, heißt das, daß mit mindestens

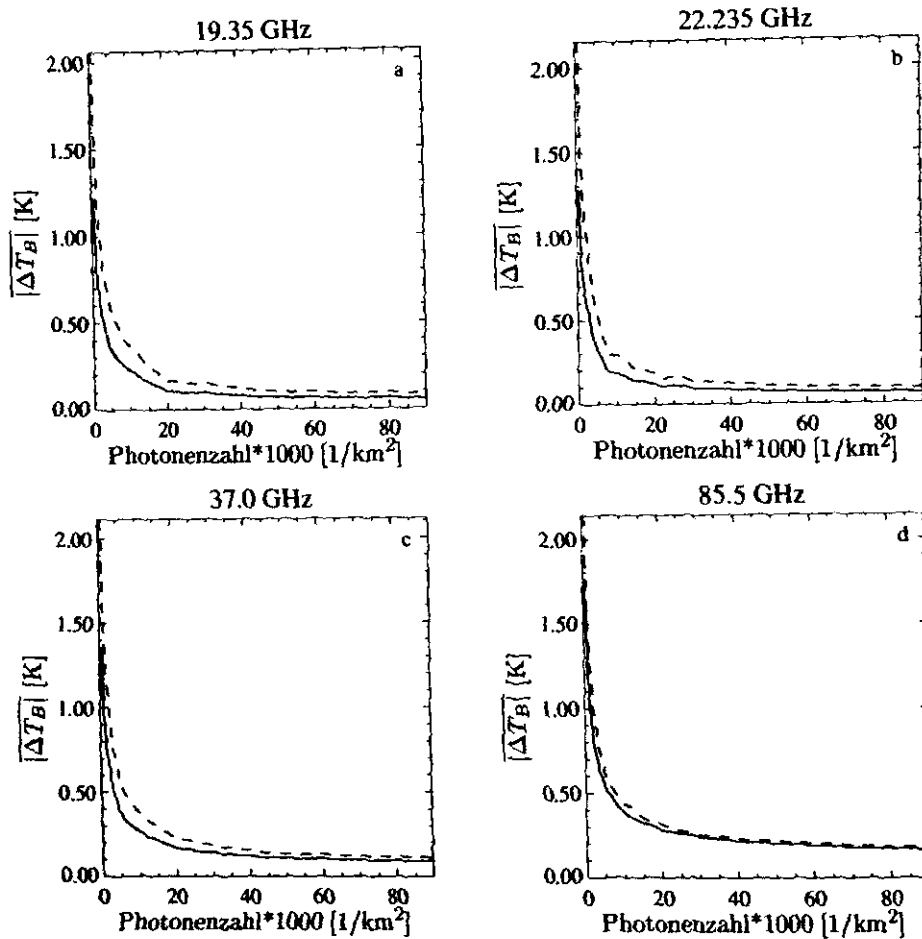


Abbildung 2.11: Mittlerer absoluter Fehler $|\Delta T_B|$ der mit dem Monte Carlo Modell simulierten Helligkeitstemperaturen des SSM/I (im 3d-Modus) in Abhängigkeit der Photonenzahl pro Quadratkilometer auf der Basis der 2x2 km Auflösung des GESIMA-Modells. In die Berechnung sind 2704 Helligkeitstemperaturen eingeflossen. Die jeweiligen Referenzhelligkeitstemperaturen sind mit 100000 Photonen berechnet worden. Vertikale (—) und horizontale (---) Polarisation.

10000–15000 Photonen je nach Frequenz gerechnet werden sollte.

Angeichts der mit der Photonenzahl linear ansteigenden Rechenzeit und der Menge der durchzuführenden Simulationen (für mehrere Zeitschritte und für mehrere modellierte GESIMA-Wolken) fällt es schwer, eine Photonenzahl festzulegen.

Dies bezüglich kommt die Mittelung der Helligkeitstemperaturen mit der Antennenfunktion über die großen SSM/I Radiometerblickfelder sehr gelegen, da sich dadurch das Rauschen in den hochaufgelösten Helligkeitstemperaturen stark reduziert. Lag der mittlere absolute Fehler bei 19H auf der Basis einzelner Gitterpunkte noch bei 0.6 K (bei 5000 Photonen), so ist er nach Mittelung der Helligkeitstemperaturen über den -3 dB FOV eine Größenordnung kleiner (auch bei 5000 Photonen) (Abb. 2.12). Das gleiche gilt für alle anderen Kanäle mit Ausnahme bei 85 GHz. Hier beträgt der mittlere absolute Fehler bei 5000 Photonen allerdings auch nur noch 0.08 K.

Auf Grund dieses Ergebnisses ist es durchaus vertretbar, nur mit 5000 Photonen zu rechnen, denn das Rauschen in den gemessenen Helligkeitstemperaturen des SSM/I liegt zwischen 0.3 und 0.7 K (Tab. 2.2).

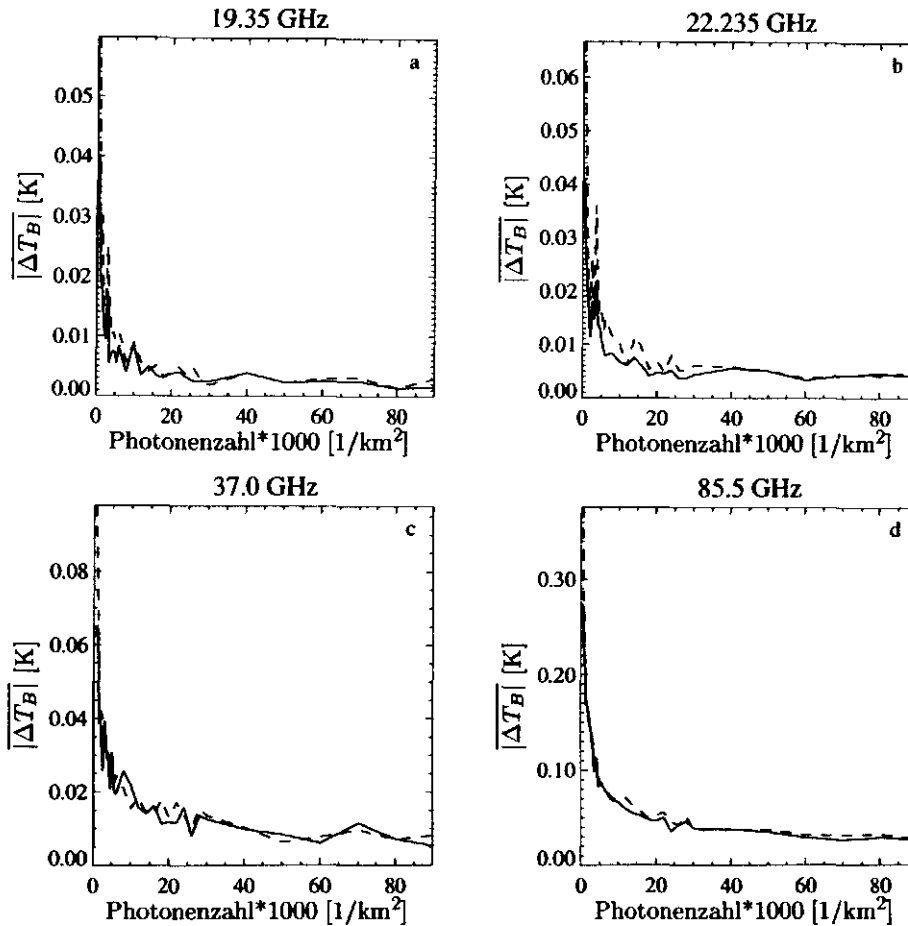


Abbildung 2.12: Mittlerer absoluter Fehler $|\Delta T_B|$ der mit dem Monte Carlo Modell simulierten Helligkeitstemperaturen des SSM/I (im 3d-Modus) in Abhängigkeit der Photonenzahl pro Quadratkilometer bei Mittelung mit der frequenzabhängigen Antennenfunktion über das -3 dB Radiometerblickfeld (FOV). In die Berechnung fließen 144 FOVs ein. Die jeweiligen Referenzhelligkeitstemperaturen sind mit 100000 Photonen berechnet worden. Vertikale (—) und horizontale (---) Polarisation.

2.3.2.3 Rechenzeit

Die im Folgenden angegebenen CPU-Rechenzeiten gelten für einen Digital DEC AXP8200 Server mit 300 MHz. Die Strahlungstransportrechnung wurde für alle vier SSM/I Frequenzen, das gesamte Modellgebiet (52x52 Gitterpunkte) und mit 5000 Photonen pro Quadratkilometer durchgeführt. Es wurden sechs Zeitschritte (alle 20 Minuten, begin-

nend bei 20 Minuten) der in Abschnitt 2.2.2.3 in Abb. 2.3—2.5 gezeigten GESIMA-Wolkensimulation benutzt.

Die Algorithmen zur Berechnung der Photonenwege wurden grundlegend überarbeitet und verbessert. Ohne Approximationen und Genauigkeitsverlusten ist es gelungen, die Rechenzeit⁷ im 3d-Modus um den Faktor 5.1 bei Streuung an Wolken- und Regenwasser zu verringern (Tab.2.3).

	Alg. alt (3d)	Alg. neu (3d)	Alg. neu(1d)
LR	8h 11 min	1h 52 min	1h 40 min

Tabelle 2.3: CPU-Rechenzeit des Monte Carlo Strahlungstransportmodells mit verschiedenen Algorithmen zur Photonenwegbestimmung (alt/neu) und 1d- und 3d-Modus. Die angegebenen Zeiten gelten für die 4 SSM/I Frequenzen, sechs Wolkenzeitschritte, das gesamte GESIMA-Modellgebiet (52x52 Gitterpunkte) und 5000 Photonen pro Quadrat-kilometer. Ungefähr 23 Minuten der CPU-Zeit wird für Aufgaben verbraucht, die nicht direkt mit dem Strahlungstransport zu tun haben (Initialisierungen, Einlesen der Atmosphärendaten und Berechnung der Absorptions- und Streueigenschaften).

Die Rechnungen im 1d-Modus sind nur unbedeutend schneller, so daß aus Rechenzeitgründen nicht auf den 3d-Modus (statt des 1d-Modus) verzichtet werden sollte. Allerdings ist möglicherweise das Konvergenzverhalten im 1d-Modus wesentlich günstiger, da in diesem Fall nur das Vertikalprofil, das mit 26 Gitterboxen diskretisiert ist, die Statistik der Wechselwirkungen der Photonen mit der Atmosphäre bestimmt; im 3d-Modus beeinflussen durch die horizontale Inhomogenität wesentlich mehr Gitterboxen das Verhalten jedes einzelnen Photons. Durch Reduzierung der Photonenzahl könnte hier Rechenzeit gespart werden. Derartige Untersuchungen sind aber nicht durchgeführt worden.

Es hat sich gezeigt, daß es rechenzeittechnisch durchaus sehr lohnend ist, Algorithmenoptimierungen anzustreben und durchzuführen. Ebenso sollte die angestrebte Genauigkeit für die Lösung der Strahlungstransportgleichung bestimmt und beachtet werden; auf diese Art und Weise kann die Anzahl der tatsächlich benötigten Photonen erheblich reduziert werden. Andernfalls wäre es unmöglich gewesen, die 3d-Helligkeitstemperaturen für die 52x52 Gitterpunkte des GESIMA-Modellgebietes für mehrere Zeitschritte der Wolkenentwicklung und viele Wolkensimulationen in angemessener Zeit zu berechnen. Beispielsweise hätte die Rechenzeit mit 15000 Photonen, was nach den Untersuchungen im vorherigen Abschnitt auf der Basis einzelner Pixel zu empfehlen wäre, und bei Verwendung der alten Algorithmen 24 Stunden betragen.

Seitdem diese Rechnungen durchgeführt wurden, hat sich die Rechenleistung der Computer weiter deutlich gesteigert. So ist es heute beispielsweise auf einer mit 666 MHz getakteten Compaq XP1000 Workstation möglich, den 3d-Modus mit neuem Algorithmus in nur 29 Minuten zu berechnen.

⁷nur für die Strahlungstransportrechnung

2.3.3 Festlegung der Größe des Radiometerblickfeldes

In diesem Abschnitt wird untersucht, bis zu welcher Verstärkung die approximierte Antennenfunktion (Gl. 2.4) anzuwenden ist, damit die Fehler durch die Beschränkung des Radiometerblickfeldes unerheblich bleiben. Theoretisch könnte die approximierte Antennenfunktion beliebig ausgeweitet werden; allerdings müßten in diesem Fall die sehr großen Radiometerblickfelder mehrfach in das Modellgebiet zurückgefaltet werden, was schwer vorstellbar ist.

Um eine empfehlenswerte Größe des Radiometerblickfeldes abzuschätzen, werden die hochaufgelösten TBs (antennengewichtet) über verschiedene FOV-Größen gemittelt und mit dem Referenzwert bei Mittelung über das Radiometerblickfeld verglichen, aus dem 99.9 % des Gesamtsignals stammt (Abb. 2.13). Als Maß der Differenz zum Referenzwert dient der mittlere absolute, der systematische und der maximale Fehler, der bei Betrachtung von jeweils 4200 FOV-Realisierungen auftritt.

Bei allen Frequenzen kommt es zu keinem nennenswerten systematischen Fehler. Dies ist auch nicht zu erwarten, da das GESIMA-Modellgebiet zu jedem Zeitschritt mit jeweils 100 Realisierungen des FOV abgetastet wird. Denn der Mittelwert dieser 100 Abtastungen ist annähernd der TB-Mittelwert des gesamten Modellgebietes⁸; unabhängig davon, mit welcher Größe des Radiometerblickfeldes abgetastet wird. Für beliebig kleine FOVs und sehr wenig Realisierungen gilt dies natürlich nicht.

Mittlerer absoluter und maximaler Fehler nehmen deutlich mit zunehmender FOV-Größe ab. Bei Beschränkung des Radiometerblickfeldes auf den -3 dB Bereich (Signalbeitrag=50 %) kommt es zu einem mittleren absoluten Fehler von 0.7 bis 2 K. Den größten maximalen Fehler gibt es bei 85 GHz mit 45 K. In den niedrigeren Frequenzen ist er kleiner und beträgt bei 37 GHz ca. 30 K, bei 19 und 22 GHz ca. 15 K.

An Hand der in Abschnitt 2.2.2.3 exemplarisch vorgestellten Wolkensimulation wird der Fehler verdeutlicht, wenn die Antennenfunktion nur bis zu dem Abfall auf -3 dB verwendet wird. Abb. 2.14 zeigt für 37 GHz horizontal polarisiert, daß die Differenz zwischen Mittelung über das -3 dB Radiometerblickfeld und das -13 dB Blickfeld keinesfalls einen zufälligen Charakter hat. Es existiert vielmehr ein Zusammenhang, um den die Werte streuen. Dieser Zusammenhang ist eine Kombination aus der gegebenen Wolkenverteilung und der Wichtung mit der Antennenfunktion. Denn bei linearer Wichtung streut der Zusammenhang viel stärker. Die Wolkenverteilung hat auch einen Einfluß, denn bei Annahme zufällig verteilter Wolken bzw. Helligkeitstemperaturen dürfte sich kein Unterschied bei Mittelung über verschiedene Größen ergeben.

Bei Mittelung über das kleine Radiometerblickfeld wird der dynamische Bereich um fast 30 K überschätzt. Ebenso ist die tatsächliche Variabilität — ausgedrückt durch das Verhältnis der beiden Varianzen ($B = \text{var}_y / \text{var}_x$) — viel geringer, als die Mittelung über das kleine Radiometerblickfeld vorgibt.

Bei niedrigen Helligkeitstemperaturen werden mit dem kleinen Radiometerblickfeld die Helligkeitstemperaturen meistens unterschätzt, da im großen Radiometerblickfeld fast immer irgendwo noch eine Wolke erfaßt wird. Diese Unterschätzung gleicht sich allerdings fast vollständig durch die Überschätzungen bei hohen Helligkeitstemperaturen aus,

⁸ Mittelwert aller 52x52 Gitterpunkte

wenn im kleinen Radiometerblickfeld eine Wolke zentral erfaßt wird und im großen Radiometerblickfeld bereits teilweise wolkenfreies Gebiet liegt. Der systematische Unterschied (BIAS) ist verschwindend klein.

In dieser Arbeit werden in den allermeisten Untersuchungen die Radiometerblickfelder verwendet, die 95 % zum Gesamtsignal beitragen. Dies entspricht einer Dämpfung der Antennenfunktion am Rand des Radiometerblickfeldes von -13 dB. Diese FOV-Größe wird als ein Kompromiß zwischen drei Argumenten angesehen: (i) Der mittlere absolute Fehler bzw. maximale Fehler zur Referenz-FOV-Größe ist bei allen Frequenzen kleiner als 0.2 K bzw. 3 K. (ii) Die Weite der approximierten Antennenfunktion sollte so groß gewählt wer-

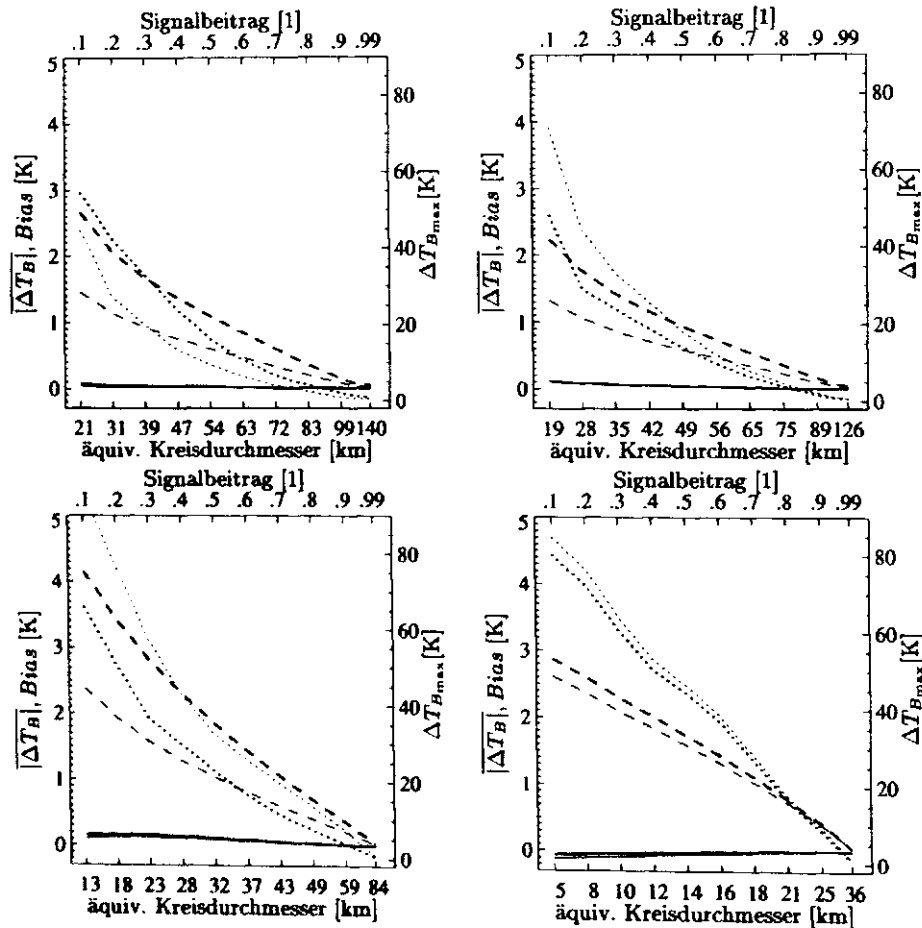


Abbildung 2.13: Differenzen der antennengewichteten Helligkeitstemperaturen des SSM/I bei Mittelung über verschiedene Größen des Radiometerblickfeldes (FOV). Die FOV-Größen sind durch die Angabe des Beitrags zum Gesamtsignal und durch ihren äquivalenten Kreisdurchmesser charakterisiert (0.5: -3 dB, 0.95: -13 dB). Mittlerer absoluter Fehler (---), systematischer Fehler (—) und maximaler Fehler (···) der antennengewichteten Helligkeitstemperaturen sind bezüglich der Mittelung über die -30 dB FOV-Größe (99.9 % Beitrag zum Gesamtsignal) berechnet. Vertikale (dünn) und horizontale (dick) Polarisation.

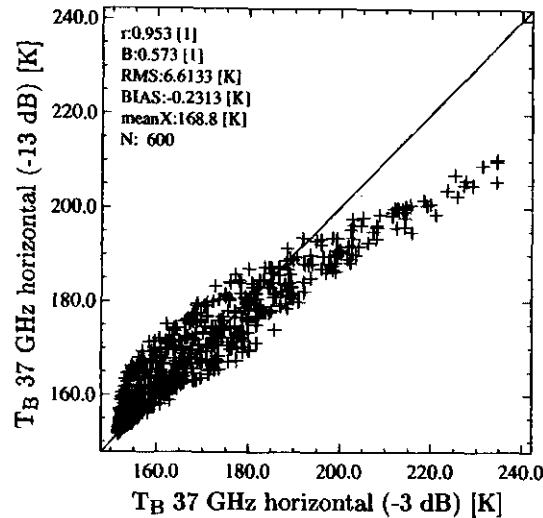


Abbildung 2.14: *Inhomogene Helligkeitstemperatur 37 GHz (horizontale Polarisation) bei antennengewichteter Mittelung im -13 dB Radiometerblickfeld gegen Mittelung im -3 dB Radiometerblickfeld für die in Abb. 2.3 – Abb. 2.5 vorgestellte Wolkensimulation.*

den, daß der Gültigkeitsbereich, in dem die Nebenkeulen keinen Einfluß haben, gerade nicht überschritten wird. Dies ist erst bei einer Verstärkung von -20 dB der Fall. Und (iii) sollte die Größe der Radiometerblickfelder nicht allzu groß werden, damit die Faltung der FOVs, die über das GESIMA-Modellgebiet ragen, nicht übermäßig kompliziert wird.

Angesichts der Größe des -13 dB Radiometerblickfeldes wäre es möglich, die Anzahl der Photonen pro Quadratkilometer noch weiter zu reduzieren. Denn das Rauschen des Monte Carlo Modells würde sich noch weiter reduzieren, verglichen mit der Mittelung über die -3 dB FOV-Größe. Hiervon wurde jedoch abgesehen, da dann die Helligkeitstemperaturen auf der Skala einzelner Pixel nur noch schwer miteinander vergleichbar wären, da ihr Rauschen sehr hoch wäre.

2.4 Homogenisierung der Wolken

Zur Berechnung des BF-Effektes sind einerseits die Helligkeitstemperaturen der inhomogenen Wolken nötig, die mit antennengewichteter Mittelung der hochaufgelösten TBs in einem Radiometerblickfeld berechnet werden (Abschnitt 2.3.3). Diese gemittelten Helligkeitstemperaturen werden im Folgenden kurz nur noch „inhomogene“ TBs genannt. Es müssen aber auch die Helligkeitstemperaturen unter der Annahme berechnet werden, die inhomogene Wolke sei in jeder Schicht horizontal homogen. Diese Helligkeitstemperaturen werden im Folgenden kurz nur noch „homogene“ TBs genannt. Die hypothetische homogene Wolke entsteht durch horizontale schichtweise Mittelung der inhomogenen Wolke (kurz: *Homogenisierung*). Das Mittelungsgebiet wird in der Regel durch die Größe des Radiometerblickfeldes, über das auch die hochaufgelösten TBs gemittelt worden sind,

bestimmt. Je nachdem, ob die hochaufgelösten TBs linear oder antennengewichtet gemittelt worden sind, bestimmt sich auch die Mittelung bzw. Wichtung der Atmosphäreigenschaften.

Am Oberrand der homogenen Wolke, die nun nur noch aus einer Säule mit vertikalem Profil besteht, werden nun die Helligkeitstemperaturen im 1d-Modus des Strahlungstransportmodells berechnet. Das bedeutet, daß die Säule eine hypothetische Grundfläche von 9000x9000 km besitzt, wie es der 1d-Modus vorsieht. Da die berechneten homogenen Helligkeitstemperaturen nicht weiter gemittelt werden, werden 30000 Photonen pro Quadratkilometer benutzt, um möglichst wenig Rauschen in den homogenen TBs zu erhalten. Alle 30000 Photonen verlassen die Säule innerhalb eines Quadratkilometers.

Falls die hochaufgelösten TBs im 1d-Modus des Strahlungstransportmodells berechnet worden sind, werden die Gitterpunkte der Atmosphäre (schichtweise) gemittelt, die sich in der vertikalen Säule über dem Radiometerblickfeld befinden (Abb. 2.6).

Sind die hochaufgelösten TBs allerdings im 3d-Modus des Strahlungstransportmodells berechnet worden, wird die Atmosphäre (schichtweise) in der zum Radiometer geneigten Säule gemittelt, um die homogenen TBs zu berechnen. Die Differenz zwischen inhomogener und homogener TB ist hierbei nicht auf einen unterschiedlichen mittleren Flüssigwasserpfad zurückzuführen, sondern auf dessen Inhomogenität.

Kapitel 3

Beam Filling Modelle

In diesem Kapitel werden die verschiedenen entwickelten Modelle vorgestellt, mit denen es möglich ist, die Auswirkungen von Wolkeninhomogenitäten auf den Strahlungstransport im Mikrowellenbereich zu untersuchen. Zum einen werden die Unterschiede untereinander bezüglich ihrer Konzeption und zum anderen die Unterschiede des *beam filling* (BF) Effektes in den Helligkeitstemperaturen (TBs) bei verschiedenen Vereinfachungen im Strahlungstransport aufgezeigt. Allen Modellen ist gemeinsam, daß sie den BF-Effekt in den Helligkeitstemperaturen in Abhängigkeit der mittleren Wolkeneigenschaft und der Inhomogenität dieser Wolkeneigenschaft darstellen. Dabei sind folgende Wolkeneigenschaften definiert: Die integrierten Wolken- u. Regenwassergehalte werden als Flüssigwasserpfad (*liquid water path* LWP) zusammengefaßt. Die Standardabweichung des Flüssigwasserpfad (σ_{LWP}) in einem beschränkten Gebiet¹ wird als Maß der Inhomogenität gewählt. Die Standardabweichung hat sich in Verteilungsfunktionen der physikalischen Wolkeneigenschaften (z.B. Regenrate) bzw. der optischen Wolkeneigenschaften (z.B. optische Dicke) als sehr guter Parameter bewährt, um die Weite der Verteilung zu beschreiben.

In Abb. 3.1 ist der „Fahrplan“ durch die folgenden sechs Abschnitte skizziert. Die Abfolge ist derart, daß sukzessiv gemachte Vereinfachungen im Strahlungstransport und Idealisierungen der Wolkenverteilung aufgehoben werden. Eine derartige Vorgehensweise wurde gewählt, um nicht alleinig den BF-Effekt in den GESIMA-Wolken darzustellen, sondern auch um die z.T. konkurrierenden Prozesse, die zum BF-Problem führen, erklären zu können.

Die Motivation zur Entwicklung des ANALYTISCHEN BF-MODELLS und des GICA-MODELLS liegt darin, daß die Berechnung des BF-Effektes aus den GESIMA-Wolken (mit dem NBF-MODELL) ein sehr aufwendiges Unterfangen mit vielen Tagen Rechenzeit darstellt. Zudem wird der Phasenraum der Kombination von Inhomogenität und mittlerer Wolkeneigenschaft nur unzureichend bzw. lückenhaft auf Grund der begrenzten Anzahl an Wolkenrealisierungen abgedeckt. Dies gibt keine Gewähr für physikalische Erklärungen, sondern kann höchstens spekulative Erklärungsversuche liefern. Mit dem GICA-MODELL ist es jedoch möglich, den kompletten Phasenraum von Inhomogenität und mittlerer Wolkeneigenschaft in kurzer Rechenzeit zu simulieren. So könnten mit relativ wenig Aufwand die Untersuchungen auf andere Frequenzen bestehender oder geplanter Radiometer bzw. Radiometersynergien ausgedehnt werden.

¹in der Regel im Blickfeld (*field of view* FOV) des Radiometers

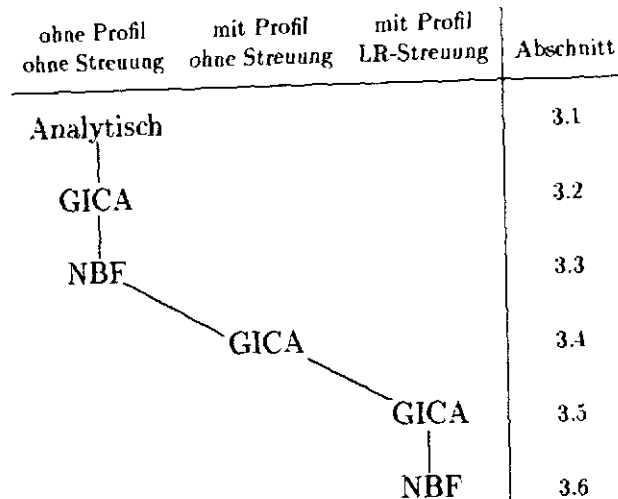


Abbildung 3.1: Überblick über die in Kapitel 3 entwickelten Beam Filling Modelle mit den entsprechenden Vereinfachungen im Strahlungstransport. **Analytisch:** ANALYTISCHES BEAM FILLING MODELL, **GICA:** BF-Modell basierend auf *independent column approximation* (ICA) im Strahlungstransport bei gammaverteiltem Flüssigwasserpfad, **NBF:** NUMERISCHES BEAM FILLING MODELL mit GESIMA-Wolken. L: Wolkenwasser und R: Regenwasser.

3.1 Analytisches Beam Filling Modell

Bei dem ersten Modell zur Darstellung des BF-Effektes in Abhängigkeit der Wolkeninhomogenität und der mittleren Wolkeneigenschaft handelt es sich um eine Nachbildung eines von Short und North [1990] vorgeschlagenen Modells zur Berechnung des BF-Effektes für den 19.35 GHz Kanal des Nimbus 5 *electronically scanning microwave radiometer* (ESMR). Die zu Grunde liegende Strahlungstransportgleichung wird einerseits bezüglich der Streuung an großen Regentropfen vereinfacht, jedoch andererseits konsequent in Terme des atmosphärischen Signals, des Oberflächensignals, des reflektierten atmosphärischen Signals und der reflektierten Weltraumstrahlung aufgespalten. Dies ermöglicht eine umfassende und verständliche Diskussion des BF-Effektes in Abhängigkeit von Oberflächentemperatur T_S , effektiver Strahlungstemperatur der Atmosphäre $T_{A,eff}$, Bodenreflektivität Γ_r , Zenitwinkel θ , Wasserdampfgehalt bzw. optischer Dicke δ_{gas} durch die atmosphärischen Gase Wasserdampf und Sauerstoff, mittlerer optischer Dicke $\bar{\delta}$ (der Hydrometeore) und deren durch die Standardabweichung σ_δ beschriebene Inhomogenität.

Ein Vertikalprofil von Temperatur und optischer Dicke kann nicht berücksichtigt werden.

3.1.1 Voraussetzungen

Das ANALYTISCHE BEAM FILLING MODELL setzt voraus, daß die Verteilung der Wolkeneigenschaft (hier: Flüssigwasserpfad LWP) mit möglichst wenig Parametern beschreibbar ist. Darüberhinaus muß die Helligkeitstemperatur eine analytische Funktion dieser

Wolkeneigenschaft sein. Desweiteren muß gewährleistet sein, daß diese Funktion multipliziert mit der Verteilung der Wolkeneigenschaft und integriert über ein Wolkenensemble eine analytische Lösung für die mittlere Helligkeitstemperatur des Wolkenensembles in Abhängigkeit der Verteilungsparameter besitzt. Eine sehr gute Eigenschaft bezüglich der Integration über ein Wolkenensemble besitzt die Gammaverteilung (Gl. 3.1), die in die unvollständige Gammafunktion (Gl. 3.13) überführt werden kann. Die Integration über ein Wolkenensemble ist dabei gleichbedeutend mit der Integration der Verteilungsfunktion (der Wolkeneigenschaft) von 0 bis ∞ .

Die horizontale Verteilung der Regenrate als Wolkeneigenschaft ist in der Literatur vielfach diskutiert. Bereits 1967 kommt von *Neymann und Scott* [1967] der Vorschlag, daß die Häufigkeitsverteilung der Regenrate einer Gammaverteilung folgt und somit die horizontale Verteilung durch zwei Parameter (Mittelwert und Standardabweichung) beschrieben werden kann. Seit der Analyse von Regenradardaten aus dem GARP (*Global Atmospheric Research Experiment*) *Atlantic Tropical Program* (GATE) favorisieren *Houze und Cheng* [1977] die logarithmische Normalverteilung.

Logarithmische Normal- und Gammaverteilung besitzen bezüglich der Verteilungsparameter Mittelwert und Standardabweichung ein sehr ähnliches Verhalten. Ist beispielsweise der Mittelwert viel größer als die Standardabweichung (durchgezogene Linien in Abb. 3.2), so besitzen beide Verteilungen einen Peak beim Mittelwert der Verteilung und der Bereich der vorkommenden Werte liegt sehr um den Mittelwert zentriert. Beide Verteilungen sind fast identisch. Wenn die Standardabweichung größer wird, verschiebt sich das Maximum beider Verteilungen zu kleineren Werten. Das Maximum wird sehr spitz, wenn die Standardabweichung größer als der Mittelwert wird. Dieses Verhalten ist bei der Gammaverteilung stärker ausgeprägt.

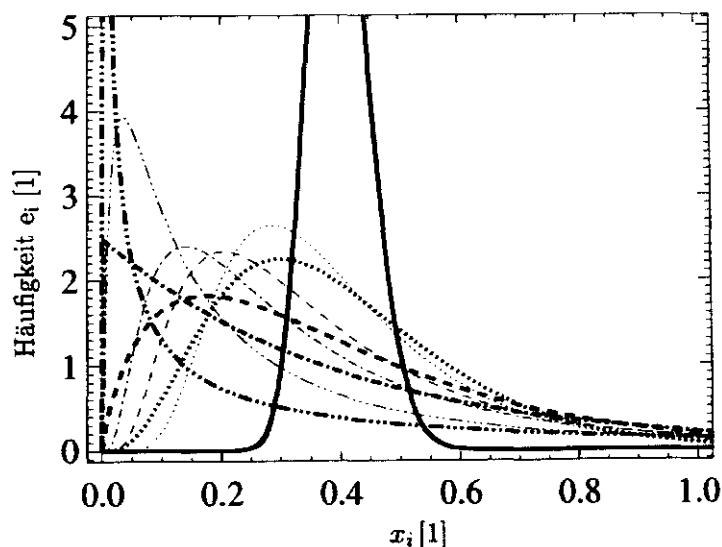


Abbildung 3.2: Gammaverteilung (dick) nach Gl. 3.1 und logarithmische Normalverteilung (dünn) der Eigenschaft x bei einem Mittelwert $\bar{x} = 0.4$ und Standardabweichung von $\sigma_x = 0.05$ (—), 0.2 (\cdots), 0.3 ($- \cdot -$), 0.4 ($- \cdot \cdot -$) und 0.8 ($- \cdot \cdot \cdot -$). Bei $\sigma_x = 0.05$ (—) sind beide Verteilungen fast identisch (Maximum bei $x = 0.4$).

Kedem et al. [1990] benutzen zum Testen der Nullhypothese, daß die Regenrate gammaverteilt bzw. logarithmisch normalverteilt ist, ebenfalls GATE Radardaten und kommen zu dem Ergebnis, daß mit der logarithmischen Normalverteilung eine bessere Anpassung an die Daten möglich ist. Es sei erwähnt, daß die Regenradardaten mit einer Auflösung von 4 km in einem Gebiet von 400 km Durchmesser verarbeitet wurden.

Auf einer wesentlich kleineren Skala untersuchen Sengupta et al. [1990] die Verteilung von Wolken bzw. nur deren Reflektivitäten im 0.7–0.8 μm Kanal des LANDSAT Radiometers, dessen Auflösung 57 m beträgt. In einem Gebiet von 170x185 km Größe werden die Daten auf *extreme-value distribution*, Weibullverteilung, logarithmische Normalverteilung und Gammaverteilung getestet. Nur bei 2 (von 10) Szenen kann die Nullhypothese der logarithmischen Normalverteilung bzw. Gammaverteilung mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 5 % ($P \leq 0.05$) widerlegt werden. In den verbleibenden 8 Fällen wird die Nullhypothese der erwarteten Verteilung nicht verworfen. Insgesamt sind die Unterschiede zwischen beobachteter und erwarteter Verteilung gemäß der Chi-Quadrat-Statistik bei der logarithmischen Normalverteilung etwas kleiner. Die *extreme-value distribution* und die Weibullverteilung geben eine wesentlich schlechtere Anpassung an die Daten.

Insgesamt kann festgestellt werden, daß bei bodengebundenen Untersuchungen von Regengebieten bzw. bei satellitengebundenen Untersuchungen von Wolkengebieten auf jeweils unterschiedlichen Raumskalen (Größe des Gebietes und Auflösung) die gleiche Verteilungsfunktion (Gammaverteilung) angewendet werden kann.

3.1.1.1 Statistischer Test der horizontalen Wolkenverteilung

Die horizontale Verteilung der hier verwendeten GESIMA-Wolken wird analysiert, um einschätzen zu können, ob den simulierten Wolkenverteilungen mit dem gewählten Wasserdampfstörungsmuster die gleiche Verteilungsfunktion zu Grunde gelegt werden kann, die für beobachtete Wolkenverteilungen angenommen wird.

Im Folgenden wird gezeigt, inwieweit der Flüssigwasserpfad der GESIMA-Wolken in den frequenzabhängigen Größen der Radiometerblickfelder (FOVs) des SSM/I mit einer Gammaverteilung beschrieben werden kann. Es wird ausschließlich auf Gammaverteilung getestet, da die Vorzüge der guten Integrierbarkeit der Gammaverteilung für das ANALYTISCHE BF-MODELL genutzt werden sollen.

Für das in Abschnitt 3.3 vorgestellte NUMERISCHE BEAM FILLING (NBF) MODELL werden nur die GESIMA-Wolkensimulationen der Initialisierungsprofile 2–5 aus der Klasse *rh98/jun/REG4* verwendet, da sie besonders stark entwickelte Wolken enthalten. Insofern wird nur die Verteilung dieser Wolken getestet. Als Kriterium, ob die Nullhypothese der Gammaverteilung widerlegt ist, wird, wie bei Kedem et al. [1990] und Sengupta et al. [1990], der Chi-Quadrat Test mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % ($P \leq 0.05$) benutzt. D.h. bei einer kleineren Irrtumswahrscheinlichkeit als 5 % gilt die Nullhypothese als widerlegt, und es folgt daraus, daß die Wolkenverteilung nicht-gammaverteilt ist [Press et al., 1992].

Die zu testenden Wolkenverteilungen werden für jede Frequenz mit der jeweiligen –13 dB FOV-Größe (Abfall der Antennenfunktion auf –13 dB) aus dem GESIMA-Gebiet

herausgeschnitten. Dabei werden im ersten Fall die Wolken (der Flüssigwasserpfad) ungewichtet und im zweiten Fall mit der Antennenfunktion gewichtet verarbeitet, d.h. getestet. Die Vorteile der Wichtung der Wolkeneigenschaften mit der Antennenfunktion werden in Abschnitt 3.3.1 erläutert.

Wie bereits in Abschnitt 2.4 beschrieben, wird die Radiometerfunktion mehrmals über dem Modellgebiet verschoben, um möglichst viele Realisierungen zu erhalten. In diesem Falle sind für jeden Zeitschritt der Wolkenentwicklung 400 Realisierungen einer Wolkenverteilung aus dem Modellgebiet ausgeschnitten worden. Von jeder der vier Simulationen sind sechs Zeitschritte verwendet worden, so daß ein Datensatz mit 9600 Wolkenrealisierungen für jede frequenzabhängige FOV-Größe und Art der Wichtung vorliegt.

Da die erwartete Gammaverteilung (3.1) den Mittelwert und die Standardabweichung als Parameter besitzt, werden die 9600 Wolkenrealisierungen in 50 g/m² große Klassen hinsichtlich ihres Mittelwertes \overline{LWP} und ihrer Standardabweichung des Flüssigwasserpades (σ_{LWP}) eingeteilt. Aus den Wolkenrealisierungen innerhalb einer solchen Klasse wird die beobachtete LWP-Verteilung (Häufigkeit) o_i ($i = 1, \dots, 2000$) mit einer Intervallbreite von 5 g/m² berechnet.

Die erwartete Häufigkeit e_i ($i = 1, \dots, 2000$) der Gammaverteilung wird mit

$$e_i = \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} x_i^{(\alpha-1)} e^{-\frac{x_i}{\beta}} \quad (3.1)$$

$$\text{mit} \quad \alpha \stackrel{\text{def}}{=} \frac{\bar{x}^2}{\sigma_x^2} \quad (3.2)$$

$$\beta \stackrel{\text{def}}{=} \frac{\sigma_x^2}{\bar{x}} \quad (3.3)$$

berechnet (vgl. *Short und North [1990]* und *Kedem et al. [1990]*), wobei x_i die gamma-verteilte Wolkeneigenschaft (z.B. Flüssigwasserpfad) ist. \bar{x} ist der Mittelwert und σ_x die Standardabweichung. Die ursprünglich auf Eins normierte Gammaverteilung wird mit der beobachteten Häufigkeit normiert und anschließend die Chi-Quadrat Abweichung

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(o_i - e_i)^2}{e_i} \quad (3.4)$$

berechnet. Falls die beobachtete Häufigkeit in einem Intervall identisch Null ist — dies kommt besonders oft im langen Ende der Verteilung vor —, wird die erwartete Häufigkeit auf Eins gesetzt, um die Gültigkeit des Chi-Quadrat Testes nicht durch den hohen Freiheitsgrad² zu unterlaufen.

In Abb. 3.3 sind für die 37 GHz FOV-Größe alle Klassen des Mittelwertes und der Standardabweichung dunkel markiert, in denen sich die Nullhypothese der Gammaverteilung nur mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von größer als 5% ($P \geq 0.05$) ablehnen läßt. Die hell markierten Flächen deuten an, daß diese Klassen überhaupt besetzt sind. Die gepunkteten Linien sind die Konturlinien der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (*probability distribution function* PDF). Diese ist ein Maß für die Häufigkeit, mit der Wolken

²Der Freiheitsgrad ergibt sich aus der Zahl der Intervalle abzüglich der Anzahl der Parameter, aus denen die erwartete Verteilung konstruiert wurde (=2) minus 1.

mit diesen Eigenschaften (Mittelwert des Flüssigwasserpfades und Standardabweichung) zu erwarten sind. Viele unbewölkte und schwach bewölkte Realisierungen bewirken die Häufung um den Ursprung. Die Berechnung der PDFs wird in Abschnitt 3.3 besprochen.

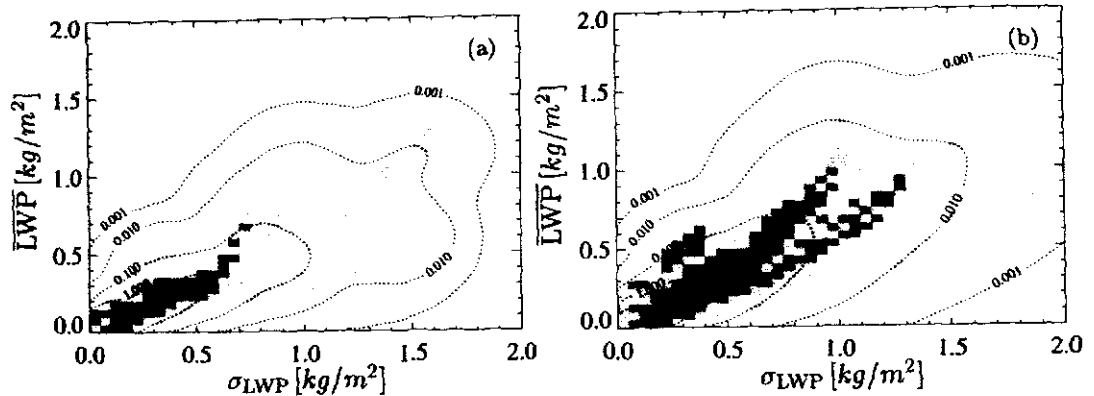


Abbildung 3.3: Test der GESIMA-Wolkenverteilung auf Gammaverteilung klassifiziert nach Mittelwert und Standardabweichung des Flüssigwasserpfades im 37 GHz Radiometerblickfeld bei (a) linearer und (b) antennengewichteter Radiometerfunktion. In dunkel markierten Klassen ist die Nullhypothese der zu Grunde liegenden Gammaverteilung nicht zu widerlegen bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 %. Nur in markierten Bereichen sind tatsächlich Wolkenrealisierungen vorzufinden. Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) der Wolkenrealisierungen ist gepunktet dargestellt (Konturlinienabstand: Faktor 10).

Die prozentuale Auswertung, d.h. in wieviel Klassen sich die Nullhypothese der Gammaverteilung mit nur einer Irrtumswahrscheinlichkeit $P \geq 5\%$ ablehnen lässt, ist in Tab. 3.1 für alle Frequenzen und Arten der Wichtung angegeben. Außerdem ist die prozentuale Anzahl der Wolkenrealisierungen (von 9600) angegeben, die in diese Klassen fallen. Je kleiner das Radiometerblickfeld wird³, desto besser kann die Wolkenverteilung mit der Gammaverteilung beschrieben werden. Ebenso verändert die Wichtung der Wolkenverteilung mit der Antennenfunktion die vom Radiometer „gesehene“ Wolkenverteilung sehr zu einer Gammaverteilung hin. Die Antennenfunktion bewirkt offensichtlich eine Spreizung der Wolkenverteilung.

Bewertung

Bei etwas mehr als der Hälfte der antennengewichteten GESIMA-Wolkenverteilungen innerhalb des 37 GHz Radiometerblickfeldes kann die Nullhypothese der Gammaverteilung nicht widerlegt werden. Die übrigen betrachteten Wolkenrealisierungen besitzen mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % keinen gammaverteilten Flüssigwasserpfad. Es bleibt zu zeigen, inwieweit der BF-Effekt, der in Abschnitt 3.3 und 3.6.2 direkt aus den GESIMA-Wolken berechnet wird, mit dem BF-Effekt bei Annahme einer (idealen) Gammaverteilung übereinstimmt, da die Gammaverteilung des Flüssigwasserpfades in GESIMA-Wolken nicht eindeutig gegeben ist.

³Ein kleines Radiometerblickfeld bedeutet eine relativ scharfe Wichtung und höhere Maximalwerte der mittleren Wolkeneigenschaft und deren Inhomogenität.

Frequenz	Wichtung	Klassen [%]	Real. [%]
19 GHz	lin.	11.5	43.2
	ant.	23.0	55.5
22 GHz	lin.	16.2	63.3
	ant.	23.9	53.2
37 GHz	lin.	20.0	58.9
	ant.	45.8	54.5
85 GHz	lin.	42.9	45.7
	ant.	78.0	34.7

Tabelle 3.1: Prozentuale Anzahl der Klassen von Mittelwert und Standardabweichung des Flüssigwasserpades, in denen die Nullhypothese der Gammaverteilung des Flüssigwasserpades nicht widerlegt werden kann bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 %, und prozentuale Anzahl der Wolkenrealisierungen (von 9600), die in diese Klassen fallen.

3.1.2 Erklärung des Beam Filling Effektes

Die beiden entscheidenden Terme für die Entstehung des BF-Effektes sind die atmosphärische Emission und die Oberflächenemission, da in beiden Termen die Nicht-Linearität zwischen der atmosphärischen Transmission (Gl. 2.3) und der optischen Dicke vorhanden ist. Angenommen, ein inhomogenes Wolkenensemble und eine homogene Wolke haben in einem FOV im Mittel die gleiche optische Dicke $\bar{\delta}_A = 1/N \sum_i^N \delta_i$, so ist die Transmission τ_{inh} des Wolkenensembles zwangsläufig immer größer, da

$$\tau_{inh} = \frac{1}{N} \sum \tau_i = \frac{1}{N} \sum \exp(-\delta_i) > \exp\left(-\frac{1}{N} \sum \delta_i\right) = \exp(-\bar{\delta}_A) = \tau_{hom} . \quad (3.5)$$

Die Gültigkeit dieser Ungleichung kann durch eine Reihenentwicklung der Exponentialfunktion und anschließende Anwendung der Schwarzschen Ungleichung gezeigt werden.

Graphisch läßt sich jedoch viel eindrucksvoller zeigen, daß die Transmission einer inhomogen bewölkten Atmosphäre immer größer ist als die einer homogenen Atmosphäre. Dies entsteht durch den nicht-linearen Zusammenhang zwischen der optischen Dicke und der Transmission, der in Abb. 3.4 skizziert ist. Als Konsequenz ergibt sich, daß die Emission der Oberfläche bei einer inhomogenen Wolke immer größer ist als bei einer geschlossenen Wolkendecke, da das Oberflächensignal proportional zur Transmission ist (Gl. 2.2). Umgekehrt ist der Emissionsbeitrag der inhomogenen Wolke kleiner als der einer homogenen Wolke, da das atmosphärische Signal proportional $1 - \tau$ ist.

Die atmosphärische Emission und die Oberflächenemission wirken also entgegengesetzt auf den BF-Effekt. Es ist unmittelbar klar, daß die Oberflächenreflektivität Γ_r und der Unterschied zwischen Oberflächentemperatur T_s und effektiver Strahlungstemperatur der Atmosphäre $T_{A,eff}$ dafür verantwortlich sind, daß sich die beiden gegenläufigen Effekte nicht vollständig kompensieren.⁴

⁴Zumindest so lange, wie Streuung vernachlässigt wird/werden kann.

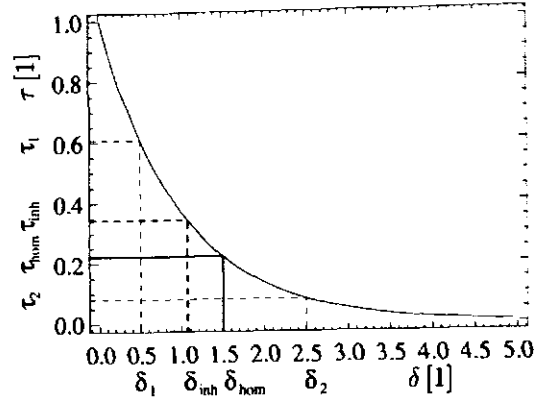


Abbildung 3.4: Nicht-linearer Zusammenhang zwischen atmosphärischer Transmission τ und optischer Dicke δ als Ursache für den Beam Filling Effekt bei inhomogener Bewölkung.

Aus der Abhängigkeit von $T_{A_{\text{eff}}}$ folgt, daß der BF-Effekt vom Wasserdampfgehalt sowie vom Mittelwert der optischen Dicke selbst abhängt, da diese beiden Größen maßgeblich die Höhe der effektiv emittierenden Schicht und somit $T_{A_{\text{eff}}}$ bestimmen. Eine detaillierte Diskussion erfolgt an Hand der Modellgleichung für den BF-Effekt (Gl. 3.15) im folgenden Abschnitt und der Rechenergebnisse in Abschnitt 3.1.4.

3.1.3 Integration über die Wolkenverteilung

Homogener Wolkenfall

Im Falle von homogenen Wolken bzw. einer homogenisierten Wolke ist für $T_{B_{\text{hom}}}$ in Gl. 1.1 einfach die Strahlungstransportgleichung ohne Streuung und ohne vertikale Schichtung (Gl. 2.2) einzusetzen. Ferner wird die horizontal gemittelte optische Dicke $\bar{\delta}_A$ der gesamten Atmosphäre benutzt. Wird die optische Dicke zusätzlich in den Beitrag der atmosphärischen Gase Wasserdampf und Sauerstoff δ_{gas} und der Hydrometeore δ aufgespalten

$$\begin{aligned}\bar{\delta}_A &= \delta_{\text{gas}} + \bar{\delta} \\ \exp(-\bar{\delta}_A) &= \exp(-\delta_{\text{gas}}) \exp(-\bar{\delta}),\end{aligned}\quad (3.6)$$

ergibt sich für die Helligkeitstemperatur im homogenen Wolkenfall

$$\begin{aligned}T_{B_{\text{hom}}}(\nu, \mu, \delta_{\text{gas}}, \bar{\delta}) &= \\ &T_{A_{\text{eff}}} \{ 1 - \exp(-\delta_{\text{gas}}/\mu) \exp(-\bar{\delta}/\mu) \} \quad \text{Emission der Atmosphäre} \\ &+ (1 - \Gamma_r(\nu, \mu)) T_S \exp(-\delta_{\text{gas}}/\mu) \exp(-\bar{\delta}/\mu) \quad \text{Emission der Oberfläche} \\ &\left. \begin{aligned} &+ \Gamma_r(\nu, \mu) T_{A_{\text{eff}}} \exp(-\delta_{\text{gas}}/\mu) \exp(-\bar{\delta}/\mu) \\ &- \Gamma_r(\nu, \mu) T_{A_{\text{eff}}} \exp(-2\delta_{\text{gas}}/\mu) \exp(-2\bar{\delta}/\mu) \end{aligned} \right\} \text{refl. atm. Emission} \\ &+ \Gamma_r(\nu, \mu) T_{sp} \exp(-2\delta_{\text{gas}}/\mu) \exp(-2\bar{\delta}/\mu), \quad \text{refl. Weltraumstrahlung}\end{aligned}\quad (3.7)$$

die abkürzend „homogene“ Helligkeitstemperatur genannt wird.

Inhomogener Wolkenfall

Die Helligkeitstemperatur

$$\bar{T}_{B_{inh}} = \frac{1}{F} \iint_{\mathbf{F}} T_B dF \quad (3.8)$$

die sich bei Mittelung bzw. Integration über ein Wolkenensemble der Größe F ergibt, bekommt einen analytischen Ausdruck, wenn über die gammaverteilte optische Dicke δ der Hydrometeore integriert wird

$$\bar{T}_{B_{inh}} = \int_0^{\infty} T_B(\nu, \mu, \delta_{gas}, \delta) \left\{ \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} \delta^{(\alpha-1)} e^{-\frac{\delta}{\beta}} \right\} d\delta \quad (3.9)$$

$$\text{mit} \quad \alpha \stackrel{\text{def}}{=} \frac{\bar{\delta}^2}{\sigma_\delta^2} \quad (3.10)$$

$$\beta \stackrel{\text{def}}{=} \frac{\sigma_\delta^2}{\bar{\delta}} \quad (3.11)$$

$\bar{\delta}$ ist dabei die mittlere optische Dicke der Hydrometeore in dem betrachteten Wolkenensemble und σ_δ die Standardabweichung der optischen Dicke, die als Maß der Inhomogenität angesehen wird.

Das Integral kann mit der Substitution

$$\delta = \beta \delta' \quad (3.12)$$

ausgewertet werden, da die unvollständige Gammafunktion

$$\int_0^{\infty} \left\{ \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \delta'^{(\alpha-1)} e^{-a\delta'} \right\} d\delta' = a^{-\alpha} \quad (3.13)$$

leicht bis ∞ integriert werden kann [Press et al., 1992]. Dabei ist $a \neq 0$ ein beliebiger Parameter.

Für $T_B(\nu, \mu, \delta_{gas}, \delta)$ in Gl. 3.9 ist nun Gl. 2.2 und die Substitution Gl. 3.12 einzusetzen und die Integration termweise durchzuführen.

Die über das Wolkenensemble gemittelte Helligkeitstemperatur

$$\begin{aligned} \bar{T}_{B_{inh}}(\nu, \mu, \delta_{gas}, \bar{\delta}, \sigma_\delta) = & \\ & T_{A_{eff}} \{ 1 - \exp(-\delta_{gas}/\mu)(1 + \beta/\mu)^{-\alpha} \} \quad \text{Emission der Atmosphäre} \\ & + (1 - \Gamma_r(\nu, \mu)) T_S \exp(-\delta_{gas}/\mu)(1 + \beta/\mu)^{-\alpha} \quad \text{Emission der Oberfläche} \\ & \left. \begin{aligned} & + \Gamma_r(\nu, \mu) T_{A_{eff}} \exp(-\delta_{gas}/\mu)(1 + \beta/\mu)^{-\alpha} \\ & - \Gamma_r(\nu, \mu) T_{A_{eff}} \exp(-2\delta_{gas}/\mu)(1 + 2\beta/\mu)^{-\alpha} \end{aligned} \right\} \text{refl. atm. Emission} \\ & + \Gamma_r(\nu, \mu) T_{sp} \exp(-2\delta_{gas}/\mu) \exp(-2\bar{\delta}/\mu) \quad \text{refl. Weltraumstrahlung} \end{aligned} \quad (3.14)$$

wird abkürzend „inhomogene“ Helligkeitstemperatur genannt.

Die Differenz der Gleichungen 3.14 und 3.7 ergibt den Ausdruck für den BF-Effekt

$$\begin{aligned}
 BF(\nu, \mu, \delta_{gas}, T_{A_{eff}}, T_S, \bar{\delta}, \sigma_\delta) = & \\
 & -T_{A_{eff}} \exp(-\delta_{gas}/\mu) \{ (1 + \beta/\mu)^{-\alpha} - \exp(-\bar{\delta}/\mu) \} \quad \text{Emission der Atmosphäre} \\
 & + (1 - \Gamma_r(\nu, \mu)) T_S \exp(-\delta_{gas}/\mu) \{ (1 + \beta/\mu)^{-\alpha} - \exp(-\bar{\delta}/\mu) \} \quad \text{Emission der Oberfläche} \\
 & + \Gamma_r(\nu, \mu) T_{A_{eff}} \exp(-\delta_{gas}/\mu) \{ \beta/\mu)^{-\alpha} - \exp(-\bar{\delta}/\mu) \} \\
 & - \Gamma_r(\nu, \mu) T_{A_{eff}} \exp(-2\delta_{gas}/\mu) \{ (1 + 2\beta/\mu)^{-\alpha} - \exp(-2\bar{\delta}/\mu) \} \quad \left. \vphantom{\begin{aligned} & \\ & \end{aligned}} \right\} \text{refl. atm. Emission} \\
 & + \Gamma_r(\nu, \mu) T_{sp} \exp(-2\delta_{gas}/\mu) \{ (1 + 2\beta/\mu)^{-\alpha} - \exp(-2\bar{\delta}/\mu) \} \quad \text{refl. Weltraumstrahlung}
 \end{aligned} \tag{3.15}$$

Den sich mehrfach wiederholenden Term $\{ (1 + \beta/\mu)^{-\alpha} - \exp(-\bar{\delta}/\mu) \}$ zeigt Abb. 3.5 für Nadir und den SSM/I Zenitwinkel von 53.1 Grad in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_δ .

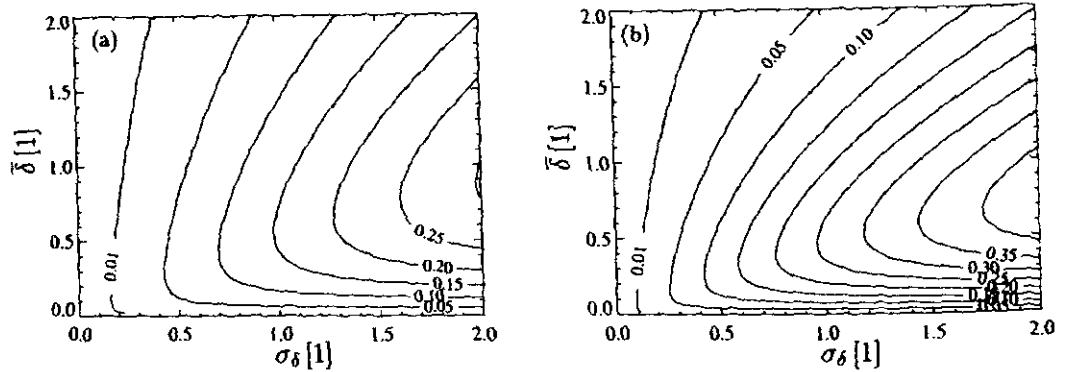


Abbildung 3.5: Dominierender Term $\{ (1 + \beta/\mu)^{-\alpha} - \exp(-\bar{\delta}/\mu) \}$ bei der analytischen Behandlung des Beam Filling Effektes für (a) Nadir und (b) 53.1 Grad Zenitwinkel in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_δ .

3.1.4 Ergebnisse und Diskussion

Tab. 3.2 gibt eine Übersicht, welche Parameter in Gleichung 3.15 benutzt werden. Die Oberflächentemperatur $T_S = 287.75$ K und die effektive Strahlungstemperatur der Atmosphäre $T_{A_{eff}} = 285.1$ K werden in keiner Untersuchung variiert.

Abb. 3.6 zeigt den gesamten BF-Effekt gemäß Gleichung 3.15 — aufgespalten in die Terme der atmosphärischen Emission, Oberflächenemission und reflektierten atmosphärischen Emission in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_δ bei einem Zenitwinkel von 53.1 Grad und einem Wasserdampfgehalt von 33.1 kg/m^2 . Exemplarisch wird die 37 GHz Frequenz mit horizontaler

Frequenz	δ_{gas}	$\Gamma_r(\Theta = 0.0^\circ)$	$\Gamma_r(\Theta = 53.1^\circ)$
19 GHz	0.048/0.087/0.172	0.595	V:0.421 / H:0.732
22 GHz	0.131/0.248/0.480	0.585	V:0.409 / H:0.725
37 GHz	0.066/0.105/0.205	0.534	V:0.352 / H:0.686
85 GHz	0.168/0.341/0.800	0.407	V:0.225 / H:0.583

Tabelle 3.2: Frequenzabhängige Parameter in der Beam Filling Gleichung 3.15. Die optische Dicke δ_{gas} entspricht einem Wasserdampfgehalt von 16.5, 33.1 bzw. 66.2 kg/m². Die Oberflächenreflektivitäten Γ_r gelten für spiegelnde Reflexion einer Meeresoberfläche ohne windinduzierte Rauigkeit bei einem Zenitwinkel von 0.0 bzw. 53.1 Grad. V: vertikale Polarisation, H: horizontale Polarisation.

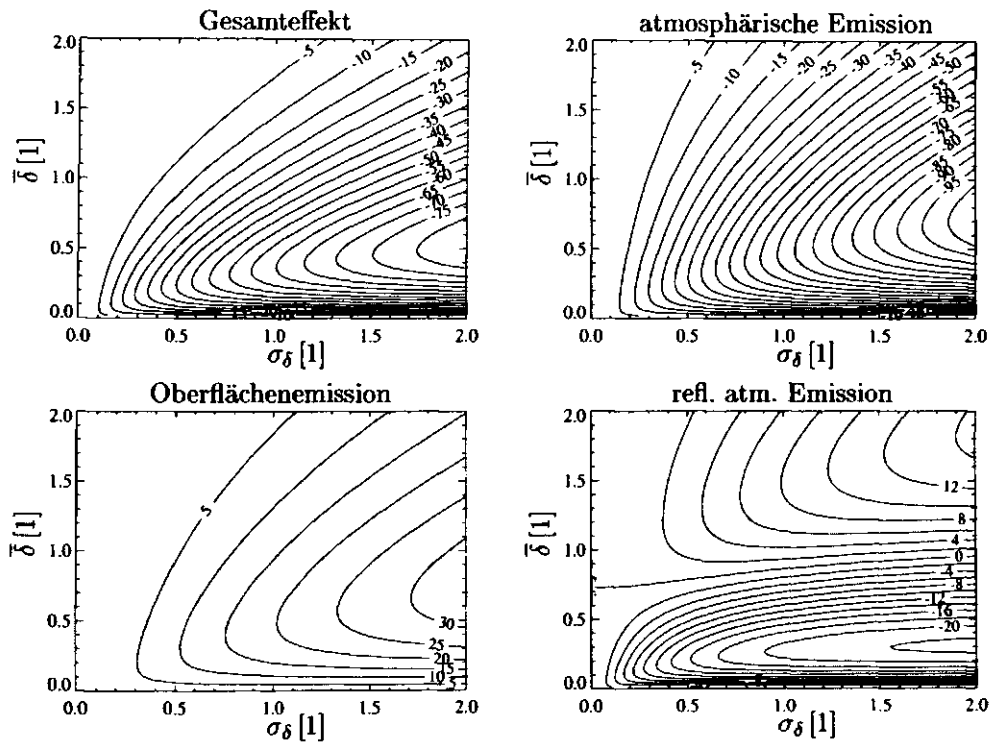


Abbildung 3.6: Konturlinien des Beam Filling Effektes im ANALYTISCHEN BF-MODELL (Gl. 3.15) in der 37 GHz Helligkeitstemperatur (horizontale Polarisation), aufgespalten in die Terme der atmosphärischen Emission, Oberflächenemission und reflektierten atmosphärischen Emission — in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_δ bei einem Zenitwinkel von 53.1 Grad und einem Wasserdampfgehalt von 33.1 kg/m².

Polarisation gewählt. Die BF-Effekte in der atmosphärischen Emission und der Oberflächenemission sind vollständig durch den Term in Abb. 3.5b gesteuert und sind — wie erwartet (vgl. Abschnitt 3.1.2) — gegenläufig. Der negative BF-Effekt in der atmosphärischen Emission überwiegt jedoch deutlich, da die Emissivität der Ozeanoberfläche mit

$\epsilon_{37H} = 1 - \Gamma_{r37V} = 0.314$ wesentlich geringer ist als die der Atmosphäre. In dieser Betrachtung wird für die Emissivität der Atmosphäre $\epsilon_{\text{Atm}} = 1$ angenommen.

Eine interessante Struktur besitzt der BF-Effekt in der reflektierten atmosphärischen Emission. Bei geringen optischen Dicken (<0.8) dominiert der zweite Term für die reflektierte atmosphärische Emission in Gleichung 3.15, so daß bei inhomogenen Wolken mit einer mittleren optischen Dicke von unter 0.8 der Beitrag der reflektierten atmosphärischen Emission geringer ist als bei einer entsprechend homogenen Wolke. Ist jedoch die mittlere optische Dicke >0.8 , so ist die reflektierte atmosphärische Emission eines (inhomogenen) Wolkenensembles größer. Dieser Fall tritt selten ein (vgl. Abb. 3.14), und der gesamte BF-Effekt wird dadurch auch niemals positiv, d.h., daß die inhomogene Wolke eine höhere Helligkeitstemperatur als eine entsprechende homogene besitzt. Dies tritt auch nicht bei den übrigen SSM/I Frequenzen (Abb. 3.7) auf.

Generell ist der BF-Effekt bei vertikaler Polarisation geringer, da hier die Emissivität $\epsilon = 1 - \Gamma_r$ der Ozeanoberfläche um ca. 0.3 größer ist und sich somit Verluste bei der atmosphärischen Emission und Gewinne bei der Oberflächenemission im Falle inhomogener Wolken gegenüber homogenen mehr kompensieren.

Außer der frequenzabhängigen Reflektivität beeinflusst die optische Dicke δ_{gas} durch Sauerstoff und Wasserdampf die unterschiedliche Größe des BF-Effektes bei den verschiedenen Frequenzen. Insbesondere ist es die starke Wasserdampfabsorption bei 22 GHz, die den BF-Effekt bei 22V fast halbiert gegenüber 19V (bei nahezu gleicher Reflektivität) (Abb. 3.7).

Der BF-Effekt bei halbiertem und bei verdoppeltem Wasserdampfgehalt (bezüglich 33.1 kg/m^2) für 37 GHz ist in Abb. 3.8 dargestellt. So können bei einem keineswegs geringen Wasserdampfgehalt von 16.1 kg/m^2 BF-Effekte von -100 K in der horizontalen Polarisation auftreten.

Die Sensitivität bezüglich der Frequenzabhängigkeit der Wasserdampfabsorption kann auch aus Abb. 3.9 abgeleitet werden, da die Reflektivitäten für 19, 22 und 37 GHz sehr ähnlich sind (für Nadir-Blickwinkel) und nur die optischen Dicken δ_{gas} dieser Frequenzen untereinander stark differieren. So beträgt beispielsweise bei 19 GHz der maximale BF-Effekt ca. -65 K; durch die mehr als doppelt so hohe optische Dicke beträgt der maximale BF-Effekt bei 22 GHz nur -45 K.

Bei einem Vergleich mit Abb. 3.7 zeigt sich, daß — hervorgerufen durch die Oberflächenreflektivität Γ_r — sich die BF-Effekte in den beiden Polarisationssebenen mit zunehmendem Zenitwinkel unterschiedlich entwickeln. Bei horizontaler Polarisation nimmt der BF-Effekt stark zu, wobei er bei vertikaler Polarisation bis zum frequenzabhängigen Brewster-Winkel⁵ stark abnimmt, da die Emissivität der Meeresoberfläche bis dahin stetig steigt. Die Abhängigkeit der Oberflächenreflektivität von Frequenz, Blickwinkel und Temperatur wird in Simmer [1994] (seine Abb. 3.5) ausführlich behandelt. Ebenso wird die Veränderung der Reflektivität bei windinduzierter Rauigkeit der Meeresoberfläche und bei Schaumbildung in Simmer [1994] (seine Abb. 3.7) beschrieben. Während bei einem Zenitwinkel von 53.1 Grad die Reflektivität in der vertikalen Polarisationssebene kaum windabhängig ist, liegt sie in der horizontalen Polarisationssebene bei einer Windgeschwindigkeit von $v=20 \text{ m/s}$ um ca. 0.1 niedriger, verglichen mit $v=0 \text{ m/s}$. Diese Zunahme der Emissivität der Meeresoberfläche führt folglich zu einem geringen BF-Effekt bei (sehr) hohen Windgeschwindigkeiten.

⁵Beim Brewster-Winkel verschwindet die Reflektivität in der vertikalen Polarisationssebene.

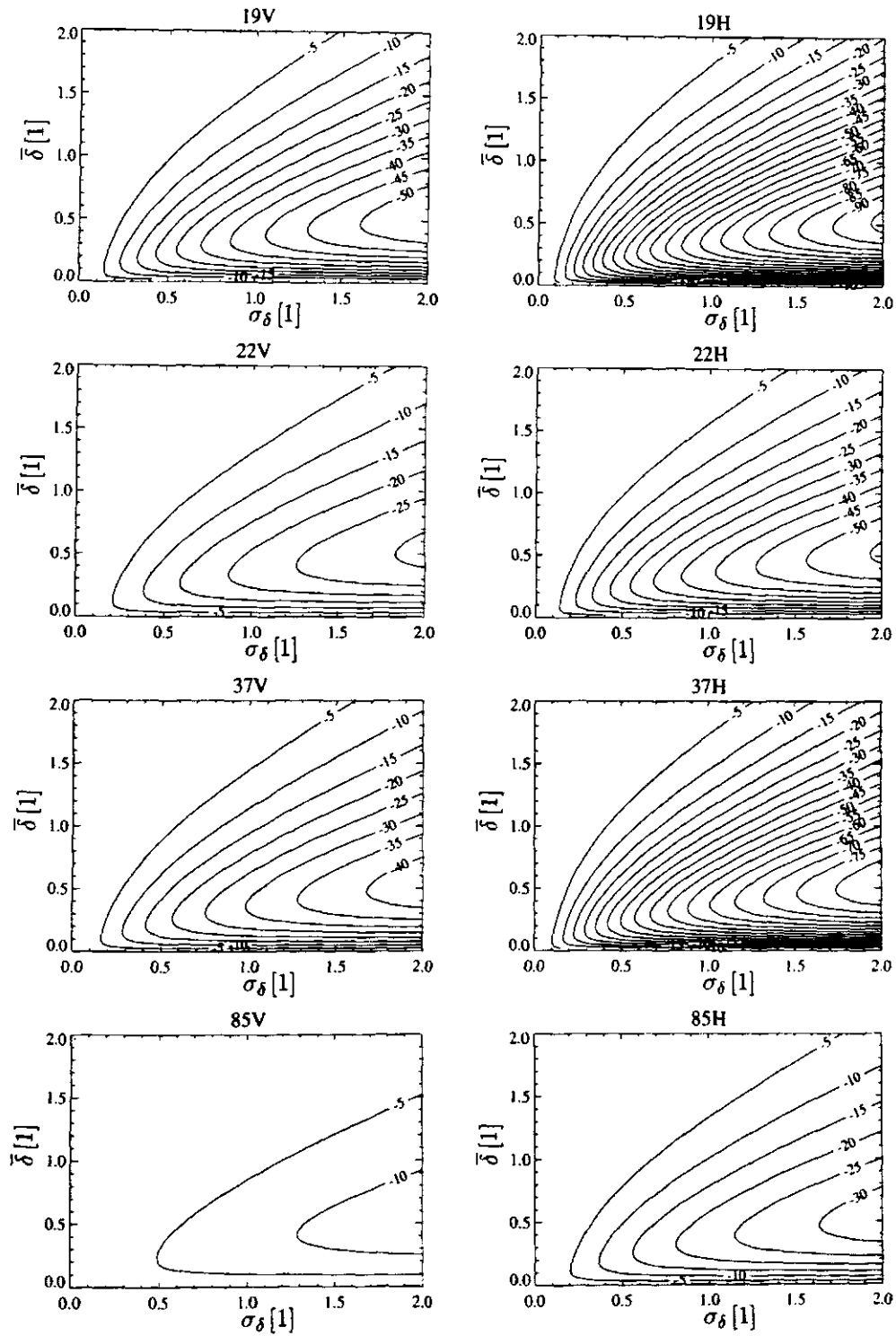


Abbildung 3.7: Konturlinien des Beam Filling Effektes im ANALYTISCHEN BF-MODELL (Gl. 3.15) für alle SSM/I Frequenzen (plus 22H) in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_{δ} bei einem Zenitwinkel von 53.1 Grad und einem Wasserdampfgehalt von 33.1 kg/m².

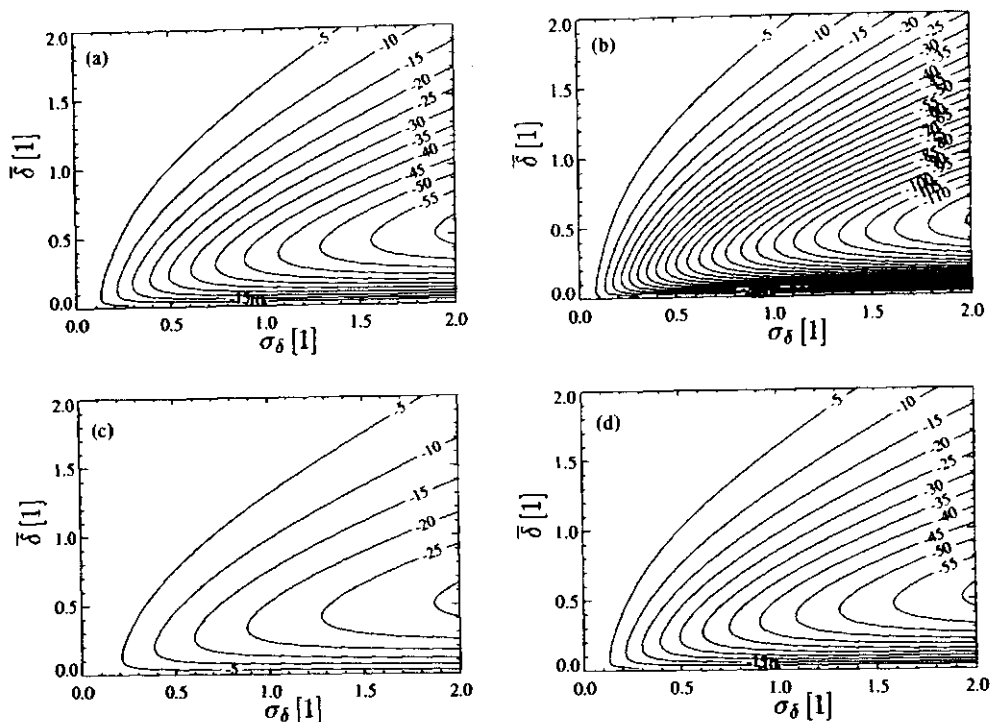


Abbildung 3.8: Konturlinien des Beam Filling Effektes im ANALYTISCHEN BF-MODELL (Gl. 3.15) für 37 GHz (a, c) vertikale und (b, d) horizontale Polarisation in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_{δ} bei einem Zenitwinkel von 53.1 Grad. Der Wasserdampfgehalt beträgt in (a, b) 16.5 kg/m² und in (c, d) 66.2 kg/m².

In der Realität tritt keineswegs bei 19 GHz der größte BF-Effekt auf, wie dies Abb. 3.7 vermuten läßt, da die Koppelung der optischen Dicke mit der (physikalischen) Wolkeigenschaft (z.B. Flüssigwasserpfad) bisher nicht berücksichtigt ist. Der Massenabsorptionskoeffizient k_a ist stark frequenzabhängig, so daß sich für dieselbe Wolke stark unterschiedliche optische Dicken für die einzelnen Frequenzen ergeben. In Abb. 3.17 ist die optische Dicke für die einzelnen Frequenzen gegen den Flüssigwasserpfad aufgetragen. Es ergibt sich das folgende grobe Verhältnis der optischen Dicken untereinander: 1:1:2:6 für 19:22:37:85 GHz. Dies entspricht dem mittleren Verhältnis der Massenabsorptionskoeffizienten zueinander.

Die weiteren Analysen des BF-Effektes in Abhängigkeit des Flüssigwasserpfares sind in Abschnitt 3.4 zu finden. Dort wird außerdem das vertikale Temperatur- und Hydrometeorprofil von Wolken- und Regenwasser mitberücksichtigt. In Abschnitt 3.5 wird dann schließlich auch die Streuung an Hydrometeoriten des Wolken- und Regenwassers in die Betrachtung des BF-Effektes mit eingeschlossen.

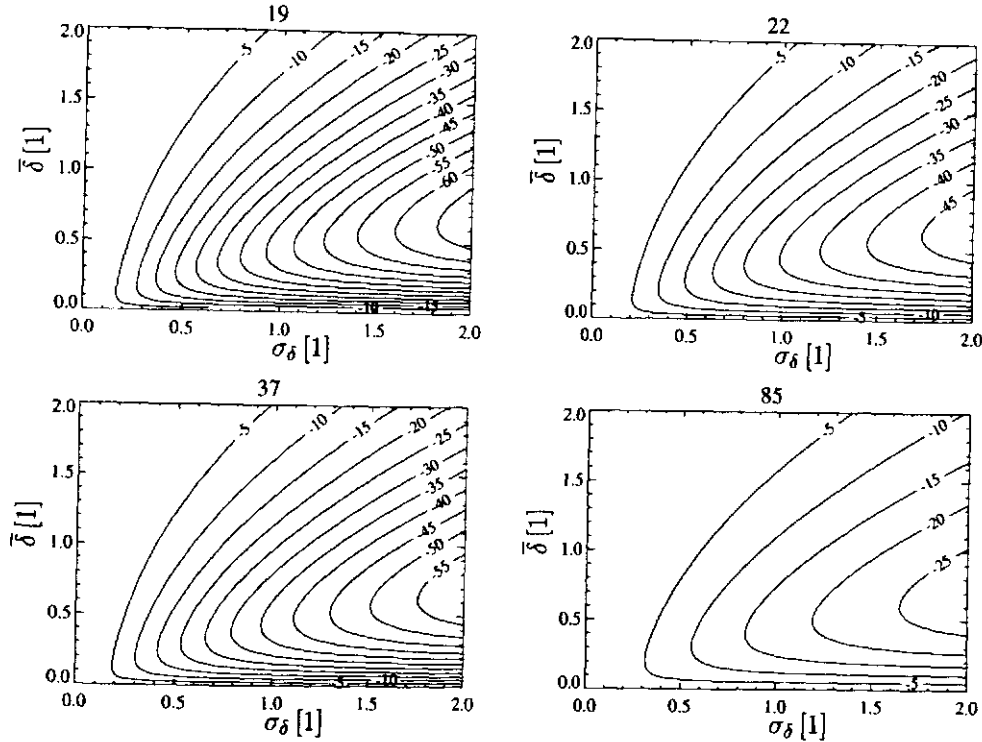


Abbildung 3.9: Konturlinien des Beam Filling Effektes im ANALYTISCHEN BF-MODELL (Gl. 3.15) für 19, 22, 37 und 85 GHz in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_{δ} für Nadir mit einem Wasserdampfgehalt von 33.1 kg/m^2 .

3.2 ICA-Modell mit Gammaverteilung (GICA)

Nachdem im vorherigen Abschnitt beim ANALYTISCHEN BF-MODELL die Integration über ein Wolkenensemble analytisch ausgeführt worden ist, wird nun ein BF-Modell entwickelt, das die Integration (Gl. 3.9) der Helligkeitstemperaturen über ein Wolkenensemble, das einen gammaverteilten Flüssigwasserpfad besitzt, *numerisch* ausführt. In diesem Fall muß die Helligkeitstemperatur nicht durch einen analytischen Ausdruck in Abhängigkeit der optischen Dicke bzw. des Hydrometeorgehaltes gegeben sein, sondern wird mit dem Monte Carlo Strahlungstransportmodell aus Abschnitt 2.3.2 im 1d-Modus berechnet. So kann die Vertikalstruktur der einzelnen Hydrometeorprofile und Streuung mitberücksichtigt werden.

Schnee und Eisgehalt der GESIMA-Wolken werden in dieser Arbeit nicht berücksichtigt, da die z.T. sehr hohen Schneegehalte (Abb. 2.4, Abb. 2.5 und Abb. 3.10b) in den GESIMA-Wolken in vielen Fällen zu unrealistisch niedrigen Helligkeitstemperaturen führen. Es konnte nicht überprüft werden, inwieweit der Grund an der möglicherweise fehlerbehafteten Behandlung der Streueigenschaften von Schneekristallen im Strahlungstransportmodell (*R. Fuhrhop*, persönliche Mitteilung) liegt. Hier ist anzumerken, daß die Mie-Theorie nur eine Approximation der Wechselwirkungen mit Schneekristallen darstellt, da

sie strenggenommen nur für Kugeln gilt. Das Spektrum der Größenverteilung der Schneekristalle bei einem gegebenen Schneegehalt stellt eine weitere, schwer überprüfbare Fehlerquelle dar. Desweiteren wird für die spiegelnde Reflexion an der Meeresoberfläche keine windinduzierte Rauigkeit angenommen, d.h. die Windgeschwindigkeit auf Null gesetzt wird.

In diesem BF-Modell werden alle atmosphärischen Säulen unabhängig voneinander gerechnet, so daß es sich um eine sogenannte *independent column approximation* (ICA) des Strahlungstransportes handelt. Auf Grund der Gammaverteilung der *independent columns* heißt die Implementierung „GICA-MODELL“.

Im GICA-MODELL existiert nur die Abhängigkeit von der Verteilung des Flüssigwasserpfades, die mit dem mittleren Flüssigwasserpfad und dessen Standardabweichung beschrieben wird. Bei dem verwendeten Temperatur- und Wasserdampfprofil (Abb. 3.10a) handelt es sich um ein Initialisierungsprofil einer Wolkensimulation. Die Struktur der Ver-

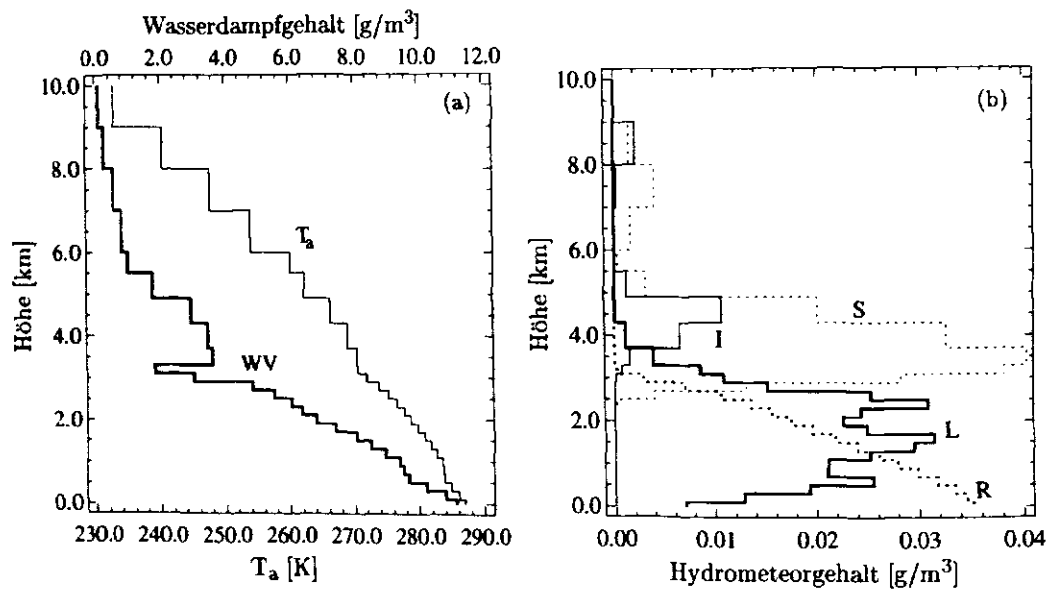


Abbildung 3.10: Vertikalprofil (a) der Lufttemperatur T_a (untere Abszisse) und des Wasserdampfgehaltes WV (obere Abszisse) der 5. Wolkensimulation aus der Klasse *rh98/jun/REG4*. In (b) mittleres Wolkenwasser(L)-, Eis(I)-, Regenwasser(R)- und Schnee(S)profil der GESIMA-Wolkensimulationen 2-5 aus der Klasse *rh98/jun/REG4*.

Die Struktur der vertikalen Profile der berücksichtigten Hydrometeore (Wolken- und Regenwasser) ist fest vorgegeben und entspricht der mittleren Struktur in den Wolkensimulationen 2-5 aus der Klasse *rh98/jun/REG4*. Die beiden Vertikalprofile (Abb. 3.10b) werden in jeder Schicht derart modifiziert, daß sich ein bestimmter integrierter Hydrometeorgehalt ergibt. Die Summe der integrierten Hydrometeorgehalte (Wolken- und Regenwasserpfad) muß dabei gleich dem Flüssigwasserpfad sein. Da dieser für jede Säule vorgeschrieben wird, um im gesamten Wolkenensemble einer Gammaverteilung zu genügen, besteht eine feste Beziehung zwischen dem Flüssigwasserpfad und dem Wolken- und Regenwasserpfad. Diese mittlere Beziehung ist ebenfalls den GESIMA-Wolkensimulationen entnommen und in Abb. 3.11 dargestellt.

Die Helligkeitstemperatur des äquivalenten homogenen Wolkenensembles wird mit dem mittleren Flüssigwasserpfad und den entsprechend modifizierten Vertikalprofilen der Hydrometeore berechnet.

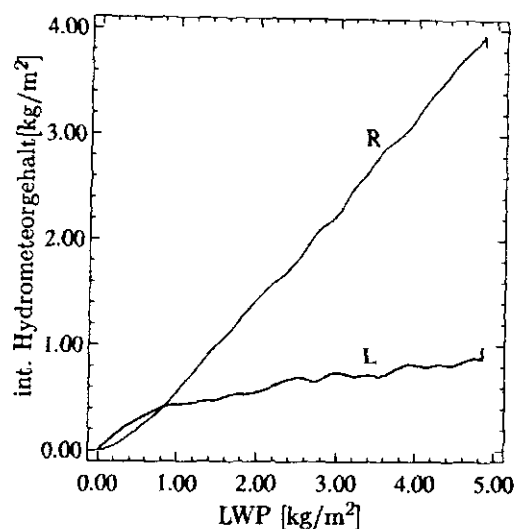


Abbildung 3.11: Mittlere Beziehung zwischen Flüssigwasserpfad (LWP) (Abszisse) und Wolkenwasser- (L) bzw. Regenwasserpfad (R) bei den GESIMA-Wolkensimulationen 2–5 aus der Klasse rh98/jun/REG4.

3.2.1 Test der Implementierung

Zum Test der Implementierung⁶ wird das GICA-MODELL derart abgeändert, daß es die Vereinfachungen des ANALYTISCHEN BF-MODELLS aus Abschnitt 3.1 enthält. Der BF-Effekt wird — wie im ANALYTISCHEN BF-MODELL — in Abhängigkeit der optischen Dicke dargestellt. Dazu werden die Helligkeitstemperaturen in Abhängigkeit der optischen Dicke nicht mit dem Strahlungstransportmodell, sondern mit Gl. 2.2 für einen weiten Bereich der optischen Dicke berechnet (dünne Linien in Abb. 3.18). Es gelten die Parameter aus Tab. 3.2 für einen Wasserdampfgehalt von 33.1 kg/m³ und einen Zenitwinkel von 53.1 Grad. Es handelt sich hier also um einen idealisierten Fall, in dem Streuung und ein Vertikalprofil von Temperatur und Hydrometeoren nicht berücksichtigt wird.

Um die inhomogene Helligkeitstemperatur zu berechnen, wird die auf Eins normierte Gammaverteilung (Gl. 3.1) für jede Verteilungsparameterkombination ($\alpha(\bar{\delta}, \sigma_{\delta}), \beta(\bar{\delta}, \sigma_{\delta})$) mit den Helligkeitstemperaturen multipliziert. Die homogene Helligkeitstemperatur ergibt sich aus der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ mit Gl. 2.2. Der berechnete BF-Effekt ist nicht dargestellt, da sich im Rahmen der Rechenungenauigkeit keine Unterschiede zum ANALYTISCHEN BF-MODELL ergeben.

⁶Insbesondere die Berechnung der Gammaverteilung für $x \rightarrow 0$ bei $\sigma_x > \bar{x}$ ist problematisch, da die Verteilungsfunktion gegen ∞ geht (Abb. 3.2).

Die Ergebnisse des GICA-MODELLS mit gammaverteiltem Flüssigwasserpfad und vertikalem Hydrometeor- und Temperaturprofil werden in Abschnitt 3.4 vorgestellt. Der Einfluß der Streuung an Hydrometeoriten auf den BF-Effekt wird in Abschnitt 3.5 integriert.

3.3 Numerisches Beam Filling (NBF) Modell

Mit dem NUMERISCHEN BEAM FILLING (NBF) MODELL werden BF-Effekte modelliert, die bei nicht-idealisierten dreidimensionalen Wolkenverteilungen auftreten. Der Name „NUMERISCH“ soll andeuten, daß es sich hier um das komplexeste Modell zur Berechnung von BF-Effekten handelt, da neben den simulierten GESIMA-Wolken auch ein hohes Maß an Strahlungstransportrechnungen benötigt wird. Dabei handelt es sich nicht nur um die Berechnung der hochaufgelösten Helligkeitstemperaturen (vgl. Abschnitt 2.3.2.3), sondern insbesondere die Berechnung der homogenen Helligkeitstemperaturen erfordert einen hohen Aufwand an Wolkenmittelung im Sichtfeld des Radiometers.

Da in dieser Arbeit die Auswirkungen horizontaler Inhomogenität auf den Strahlungstransport im Mikrowellenbereich untersucht werden sollen, werden die Wolken für die Strahlungstransportrechnung derart modifiziert, daß die Inhomogenität in der Vertikalen eingeschränkt ist. Für die Berechnung der Helligkeitstemperaturen wird angenommen, daß alle Wolken in jeder Säule das gleiche Temperatur- und Wasserdampfprofil besitzen (Abb. 3.10a). Außerdem bleibt die Struktur des Hydrometeorprofils von Wolken- und Regenwasser unverändert (Abb. 3.10b), d.h. diese Profile werden derart modifiziert, daß der integrierte Wolken- und Regenwassergehalt eines gegebenen Profils erhalten bleibt, aber eventuell umverteilt wird. Diese Modifikation der Wolken verringert die Variation der Helligkeitstemperaturen, die aus lokalen Veränderungen der Struktur der Vertikalprofile entstehen, und verstärkt die Abhängigkeit vom integrierten Hydrometeorgehalt, so daß sich Effekte der horizontalen Inhomogenität besser identifizieren lassen. Um durch das Windfeld keine horizontalen Inhomogenitäten zu erzeugen, wird die Windgeschwindigkeit zur Berechnung der Helligkeitstemperaturen nicht berücksichtigt, d.h. auf Null gesetzt.

Der BF-Effekt wird für die Wolken der Simulationen 2–5 aus der Klasse *rh98/jun/REG4* berechnet. Die hochaufgelösten TBs werden wahlweise im 1d- (*independent column approximation* ICA) oder 3d-Modus des Monte Carlo Modells berechnet (vgl. Abschnitt 2.3.2.1). Die teilweise sehr großen Differenzen zwischen 1d- und 3d-Rechnung auf der Skala einzelner Gitterpunkte und die verbleibenden Unterschiede nach Mittelung mit der Antennenfunktion werden in Abschnitt 3.6.1 analysiert.

Zur Berechnung der homogenen Helligkeitstemperaturen werden die atmosphärischen Parameter im -13 dB FOV nicht linear sondern antennengewichtet gemittelt. Die Begründung hierfür wird im folgenden Abschnitt gegeben.

Von jeder der vier Wolkensimulationen werden sechs Zeitschritte benutzt. Die Antennenfunktion wird 400 Mal über dem Modellgebiet verschoben, so daß insgesamt 9600 Wolkenrealisierungen zur Verfügung stehen.

3.3.1 Antennengewichtete Homogenisierung

Der BF-Effekt ist definiert als die Differenz der Helligkeitstemperatur einer inhomogenen Wolke zu einer äquivalenten homogenen Wolke (Gl. 1.1), die die mittleren Eigenschaften der inhomogenen Wolke besitzt. Bislang ist im Zusammenhang mit dem BF-Effekt nichts darüber gesagt worden, mit welcher Art der Mittelung bzw. Wichtung die Helligkeitstemperatur einer inhomogenen Wolke berechnet wird.

Im ANALYTISCHEN BF-MODELL (Gl. 3.8) und im GICA-MODELL werden die Helligkeitstemperaturen eines Wolkenensembles linear gemittelt. Somit wird auch die homogene Helligkeitstemperatur mit den linear gemittelten Eigenschaften der inhomogenen Wolke berechnet.

Gemessene Helligkeitstemperaturen stellen jedoch kein lineares Mittel der Helligkeitstemperatur über ein Wolkenensemble dar. Wie bereits in Abschnitt 2.3.1.2 vorgestellt, geschieht die Mittelung mit der wichtenden Antennenfunktion (Gl. 2.4). Bezüglich des BF-Problems bedeutet dies, daß durch die Nicht-Linearität der Berechnung der Helligkeitstemperatur einer inhomogenen Wolke der „klassische“ BF-Effekt, der durch die Nicht-Linearität im Strahlungstransport entsteht, moduliert wird. Insbesondere stellt sich die Frage, welches die äquivalente homogene Wolke ist, d.h. wie die inhomogene Wolke gemittelt wird, um die Eigenschaften für die homogene Wolke zu berechnen.

Die lineare Mittelung der Wolkeneigenschaften ist sehr problematisch, da in diesem Falle die nächste Frage auftritt, über welche Größe gemittelt werden soll. Es gibt eigentlich keine Rechtfertigung, hierbei eine bestimmte Größe zu präferieren, da die Inhomogenität im gesamten Radiometerblickwinkel — der im Grunde unendlich groß ist — die gemessene Helligkeitstemperatur beeinflusst. Die unendliche Ausdehnung des Mittelungsgebietes (z.B. über das gesamte GESIMA-Modellgebiet) macht wenig Sinn, da sich in diesem Fall nur eine einzige homogene Wolke und Helligkeitstemperatur ergibt. Intuitiv erscheint es vernünftig, die Mittelungsgröße zu wählen, die einen großen prozentualen Beitrag zum gemessenen Signal hat, gleichzeitig aber auch nicht zu groß ist. Ein Kompromiß wäre hier die Größe, bei der die Antennenfunktion auf -3 dB abgefallen ist.

An Hand eines konkreten Beispiels einer Wolken- und Strahlungssimulation wird der Zusammenhang zwischen dem Flüssigwasserpfad, der linear im -3 dB FOV des 37 GHz Kanals gemittelt wird, und der inhomogenen Helligkeitstemperatur (37 GHz horizontal), die mit der Antennenfunktion im -13 dB FOV gemittelt wird, aufgezeigt. Abb. 3.12 zeigt den räumlichen Verlauf der inhomogenen Helligkeitstemperatur und des mittleren Flüssigwasserpfades, wenn die Antennenfunktion kontinuierlich von links nach rechts über das GESIMA-Modellgebiet verschoben wird. Der Schnitt durch das GESIMA-Modellgebiet ist in Abb. 3.24 eingezeichnet. Die Kurvenverläufe der ungemittelten Helligkeitstemperatur und der Flüssigwasserpfade werden in Abschnitt 3.6.1 diskutiert.

Es ist zu erkennen, daß bei $x=40$ km der linear gemittelte LWP (— · —) ein Minimum besitzt; der Verlauf der antennengewichteten 37 GHz Helligkeitstemperatur jedoch eine positive Steigung besitzt. Das bedeutet, daß in dem Bereich von $20 \leq x \leq 40$ km der Flüssigwasserpfad und die Helligkeitstemperatur antikorreliert sind und somit der Zusammenhang mehrdeutig und stark nicht-linear ist (Abb. 3.13). Die Helligkeitstemperatur steigt bereits durch die stark entwickelte Wolke bei $x=65$ km bzw. wird noch sehr

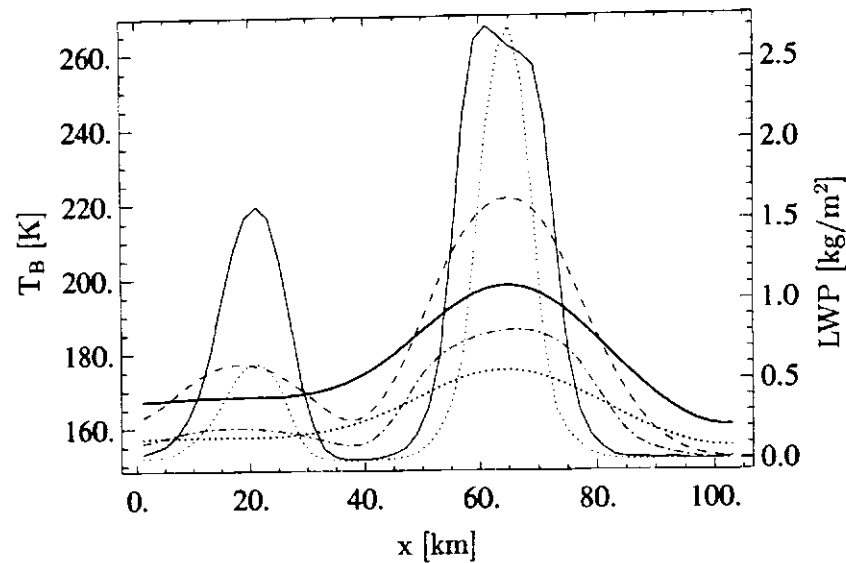


Abbildung 3.12: Verlauf der Helligkeitstemperatur (37 GHz horizontal polarisiert) im 3d-Modus gerechnet (durchgezogen) und des Flüssigwasserpades (gepunktet) entlang des in Abb. 3.24 eingezeichneten Schnittes durch das GESIMA-Modellgebiet. Die hochaufgelösten Werte (für jedes Bodenpixel) sind dünn aufgetragen; dick bei antennengewichteter Mittelung im -13 dB FOV. Zusätzlich (---) antennengewichtete Mittelung der Helligkeitstemperatur im -3 dB FOV und (- · -) lineare Mittelung des Flüssigwasserpades im -3 dB FOV. Das Radiometerblickfeld wird kontinuierlich über dem Modellgebiet (entlang des Schnittes) verschoben. Beobachtungszenitwinkel $\theta = 53.1$ Grad (von links).

durch die Wolke bei $x=21$ km beeinflusst. Beide — bezüglich des Flüssigwasserpades (\cdots , dünn) — deutlich separierten Wolken beeinflussen in einem weiten Bereich gemeinsam die antennengewichtete Helligkeitstemperatur, da die Ausdehnung des Radiometerblickfeldes in x -Richtung 77 km beträgt (Tab. 2.2).

Wird der Flüssigwasserpfad auch mit der Antennenfunktion (-13 dB FOV) gemittelt (dick durchgezogen), so ist der Zusammenhang zwischen LWP und TB praktisch linear (Abb. 3.13).

An sich läßt sich in Abb. 3.13 der BF-Effekt erkennen, denn zu einem mittleren Flüssigwasserpfad gibt es verschiedene von der Inhomogenität abhängige Helligkeitstemperaturen. So beträgt z.B. bei $\overline{LWP}=0.15$ kg/m² die inhomogene Helligkeitstemperatur bei antennengewichteter Mittelung (gestrichelt) einmal 178 K und einmal 175 K. Diese Sichtweise ist allerdings nur in der Beziehung zum antennengewichteten LWP richtig, denn die Mehrdeutigkeit in der Relation zwischen linear gemitteltem LWP und der TB ist eindeutig auf die *Entkoppelung* zwischen Helligkeitstemperatur und linear gemitteltem LWP zurückzuführen. Denn die Auftragung des linear gemittelten LWP gegen den antennengewichteten LWP (gepunktet) zeigt in Abb. 3.13 den gleichen — nur gestauchten — mehrdeutigen Verlauf, wie die inhomogene Helligkeitstemperatur gegen den linear gemittelten LWP (gestrichelt). Dies ist der Beweis, daß die Mehrdeutigkeit im Zusammenhang der inhomogenen Helligkeitstemperatur und des linear gemittelten LWP kein „klassischer“

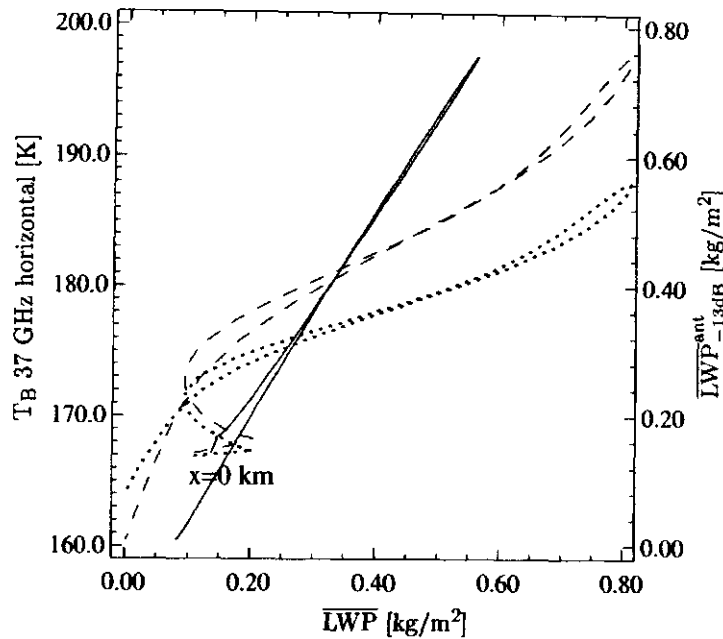


Abbildung 3.13: Auftragung des räumlichen Verlaufes (vgl. Abb. 3.12) der Helligkeitstemperatur (37 GHz horizontal polarisiert, linke Ordinate) gegen den Verlauf des Flüssigwasserpades (Abszisse) für den in Abb. 3.24 eingezeichneten Schnitt durch das GESIMA-Modellgebiet. Die Helligkeitstemperatur ist antennengewichtet im -13 dB FOV gemittelt. Der Flüssigwasserpfad ist linear im -3 dB FOV (---) bzw. antennengewichtet im -13 dB FOV (—) gemittelt. Außerdem Auftragung des Verlaufes (···) des im -13 dB FOV antennengewichteten Flüssigwasserpades (rechte Ordinate) gegen den linear im -3 dB FOV gemittelten Flüssigwasserpfad (Abszisse).

BF-Effekt durch die Nicht-Linearität im Strahlungstransport ist, sondern einzig und allein auf einem unterschiedlich gesehenen Flüssigwasserpfad beruht. Dieser Effekt, der durch die wichtende Eigenschaft der Antennenfunktion entsteht, soll jedoch in dieser Arbeit nicht untersucht werden. Vielmehr steht der Einfluß der Wolkeninhomogenität in Verbindung mit der Nicht-Linearität im Strahlungstransport im Vordergrund. Dazu muß zumindest näherungsweise gewährleistet sein, daß keine Differenzen durch einen unterschiedlich gesehenen Flüssigwasserpfad entstehen.

Die eleganteste Möglichkeit, dieses Problem zu umgehen, wäre, überhaupt nicht mit der Antennenfunktion zu arbeiten und die hochaufgelösten Helligkeitstemperaturen linear zu mitteln. Soll jedoch nicht allzu weit von der Realität abgewichen werden und die Antennenfunktion benutzt werden, so stellt die Wichtung der Wolkeneigenschaften mit der Antennenfunktion zur Berechnung der homogenen Helligkeitstemperatur eine Möglichkeit dar, um den Effekt der nicht-linearen Antennenfunktion auf den BF-Effekt in erster Näherung auszugleichen. Aus diesem Grund wird von einer „antennengewichteten Homogenisierung“ der inhomogenen Wolken gesprochen, um die Helligkeitstemperaturen der äquivalenten homogenen Wolken zu berechnen.

3.3.2 Graphische Darstellung

Die Darstellung des BF-Effektes in den 9600 Realisierungen in Abhängigkeit vom mittleren Flüssigwasserpfad und dessen Standardabweichung bedarf einer kurzen Einführung. Insbesondere die sehr lückenhafte Besetzung vieler Klassen von LWP-Mittelwert und LWP-Standardabweichung (Abb. 3.3) vereitelt die Zeichnung von Konturlinien des BF-Effektes mit einem einfachen Konturlinienprogramm.

Die in Grautönen gehaltene Markierung des BF-Effektes der einzelnen Realisierungen (Abb. 3.14) zeigt zwar gut die Größe des BF-Effektes und die lückenhafte Besetzung an, ist aber zum Vergleich mit den Lösungen des GICA-MODELLS bzw. des ANALYTISCHEN BF-MODELLS nicht zweckmäßig.

Die Methode der *Adaptive Kernel Estimation* erwies sich als geeignet, relativ glatte Konturlinien zu ermöglichen. Die Idee der *Kernel Estimation* ist, daß jede Realisierung zu jeder Konturlinie — gewichtet mit einer entfernungsabhängigen Gaußfunktion — beiträgt [Silverman, 1996, S. 75ff]. Die Erweiterung *Adaptive* bedeutet, daß die Wichtung eines jeden Datenpunktes nicht nur mit der entfernungsabhängigen Gaußfunktion geschieht, sondern zusätzlich jeder Datenpunkt eine lokale Bandbreite erhält [Silverman, 1996, S. 100ff]. Diese ist abhängig von der lokalen Besetzungsdichte. Somit ist die Glättung im Bereich hoher Mittelwerte und Standardabweichungen des LWP wesentlich höher als beispielsweise nahe des Ursprungs.

Wie in Silverman [1996] beschrieben, ist die Methode ursprünglich zur Schätzung von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (*probability distribution function* PDF) bei sehr unregelmäßig verteilten Datenpunkten vorgesehen. Die PDF von Mittelwert und Standardabweichung des LWP ist immer als gepunktete Linie eingezeichnet (Abb. 3.14). Diese Konturlinien zeigen die abnehmende Wahrscheinlichkeit (Faktor 0.1) des Vorkommens stark entwickelter Wolken (hoher LWP und hohe Inhomogenität) im Gegensatz zu fast wolkenfreien Realisierungen. In dem eingezeichneten $0.1 \times 0.1 \text{ kg/m}^2$ Kästchen auf der 0.1 Konturlinie liegen also im Mittel ca. 10 Realisierungen.⁷

Die Berechnung der PDF eines Parameters, der zusätzlich mit den Datenpunkten verbunden ist (*probability density estimation*), ist von Kimoto und Ghil [1993] übernommen. In dieser Arbeit ist der BF-Effekt wie ein Parameter an die Wolkenverteilung gebunden und wird aus diesem Grund zusammen mit der PDF der Wolkenverteilung berechnet. In Abb. 3.14 ist bei kleinen Inhomogenitäten gut zu erkennen, wie die Konturlinien des BF-Effektes zwischen den Grauklassen verlaufen.

3.3.3 Nachbildung des Analytischen BF-Modells

Die erste Anwendung des NBF-MODELLS ist die Berechnung des BF-Effektes in GESIMA-Wolken unter den Annahmen, die im ANALYTISCHEN BF-MODELL (Abschnitt 3.1) gelten. Das Monte Carlo Strahlungstransportmodell ist dazu an die Vereinfachungen des ANALYTISCHEN BF-MODELLS angepaßt worden, d.h. es wird ein isothermes Lufttemperaturprofil ($=285.1 \text{ K}$) und eine Meeresoberflächentemperatur von $T_S=287.75 \text{ K}$ für alle Wolken

⁷ $9600 \cdot 0.1 \cdot 0.1^2 = 9.6 \approx 10$

benutzt. Streuung wird nicht berücksichtigt, da diese im ANALYTISCHEN BF-MODELL auch nicht enthalten ist.⁸

Die berechneten BF-Effekte werden in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung σ_δ , die als Maß der Inhomogenität gilt, dargestellt. Abb. 3.14 zeigt das Ergebnis für 37 GHz (horizontale Polarisierung), wobei die einzelnen Realisierungen des BF-Effektes in Grautönen eingetragen sind. Die dominierende Struktur ist die Zunahme des BF-Effektes mit zunehmender Inhomogenität. Die Abnahme des BF-Effektes mit zunehmender mittlerer optischer Dicke ist an Hand der einzelnen Realisierungen nur schwer identifizierbar. Die Konturlinien werden aber bei großen Inhomogenitäten zunehmend konkav.

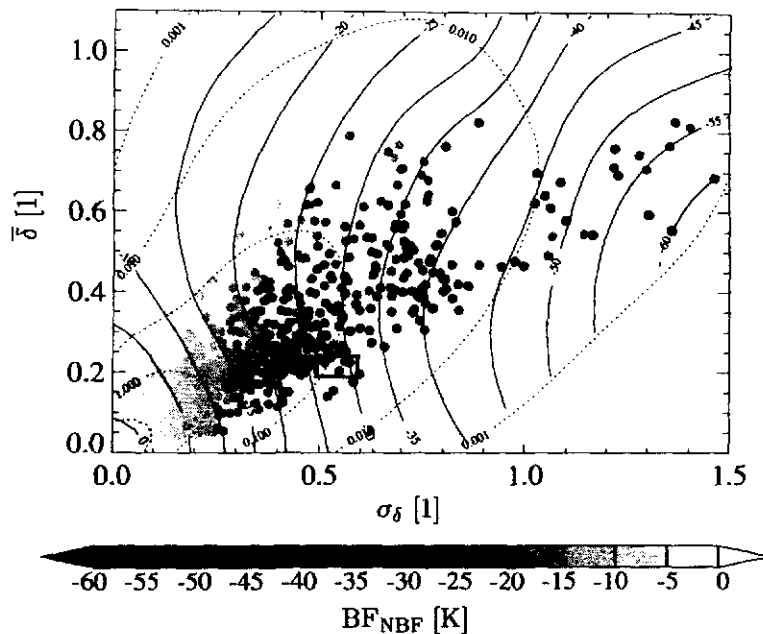


Abbildung 3.14: Konturlinien des Beam Filling Effektes im NBF-MODELL für 37 GHz (horizontale Polarisierung) in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\delta}$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_δ bei einem Zenitwinkel von 53.1 Grad (ohne Vertikalprofil und ohne Streuung). Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) der Wolkenrealisierungen ist gepunktet dargestellt (Konturlinienabstand: Faktor 10).

In Abb. 3.15 sind nur noch die Konturlinien des BF-Effektes dargestellt und können mit den Ergebnissen des ANALYTISCHEN BF-MODELLS (Abb. 3.7) verglichen werden. Für jede Frequenz stimmt die maximale Größe des BF-Effektes relativ gut überein. Bei 85 GHz wird auch die Struktur der Abhängigkeit von der mittleren optischen Dicke sehr gut vom NBF-MODELL bestätigt. Da der eingeschränkte Wertebereich der optischen Dicke — besonders bei 19 und 22 GHz — einen guten optischen Vergleich beeinträchtigt, werden die BF-Effekte der einzelnen Realisierungen gegeneinander aufgetragen (Abb. 3.16).

⁸Die optische Dicke durch Absorption ist durch das Integral über den Volumenabsorptionskoeffizienten $\int_{z=0}^{\text{TOA}} \sigma_a dz$ mit $\sigma_a = \sigma_e(1 - \omega_0)$ gegeben, wobei σ_e der Volumenextinktionskoeffizient und ω_0 die Einfachstreuung ist.

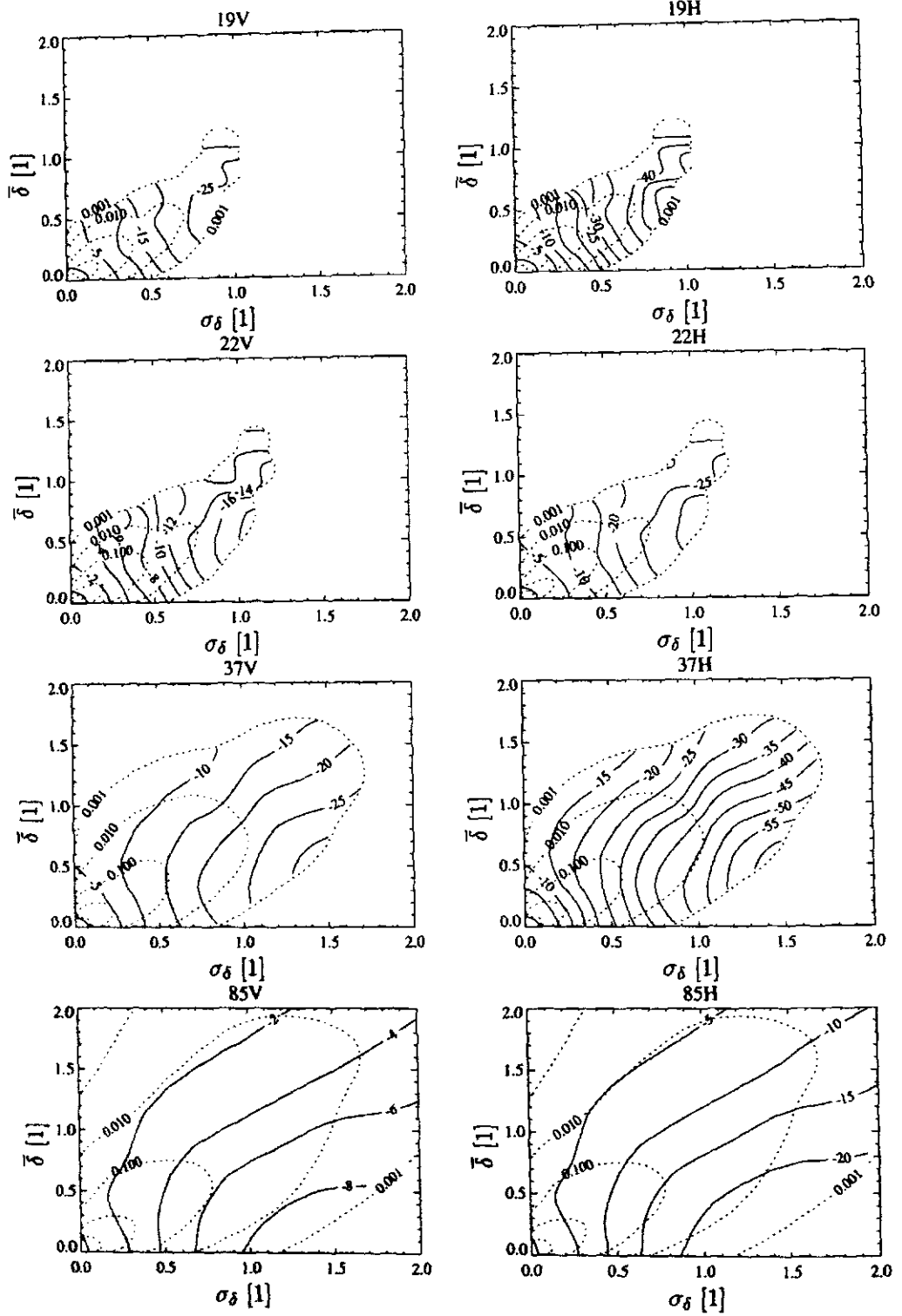


Abbildung 3.15: Konturlinien des Beam Filling Effektes im NBF-MODELL für alle SSM/I Frequenzen (plus 22H) in Abhängigkeit der mittleren optischen Dicke $\bar{\sigma}_\delta$ und deren Standardabweichung (Inhomogenität) σ_δ bei einem Zenitwinkel von 53.1 Grad (ohne Streuung und Vertikalprofil). Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) der Wolkenrealisierungen ist gepunktet dargestellt (Konturlinienabstand: Faktor 10).

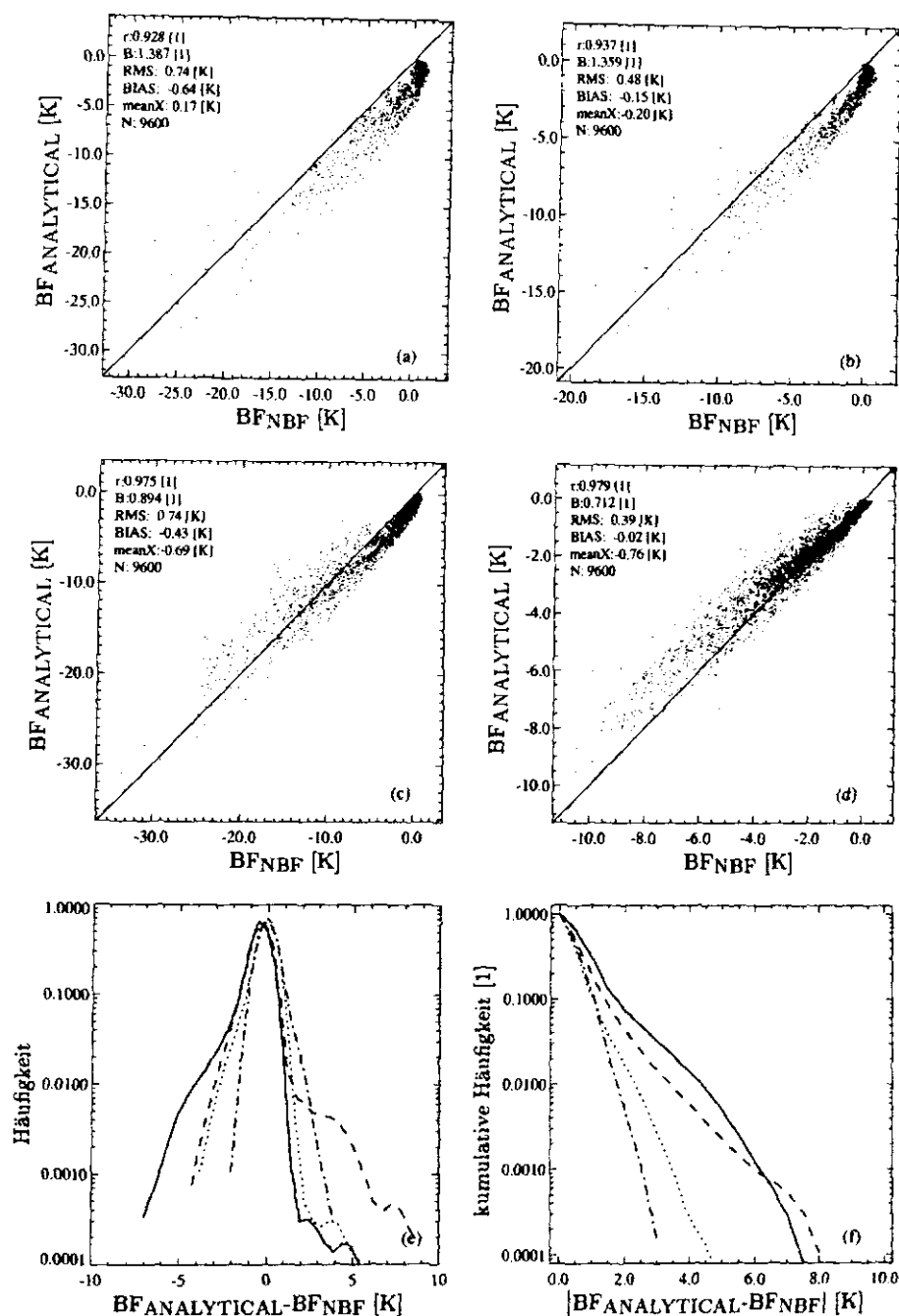


Abbildung 3.16: Beam Filling (BF) Effekt im ANALYTISCHEN BF-MODELL gegen BF-Effekt modelliert mit dem NUMERISCHEN BEAM FILLING MODELL (NBF) aus GESIMA-Wolken für die SSM/I Frequenzen (19, 22, 37 und 85 GHz, vertikale Polarisation (a-d)) Häufigkeitsverteilung (e) und kumulative Häufigkeitsverteilung (f) der Abweichung beider BF-Modelle (Intervallbreite=0.5 K).

Bei 19 und 22 GHz wird der BF-Effekt in seiner Stärke im NBF-MODELL unterschätzt, wohingegen bei 37 und 85 GHz bei größeren BF-Effekten das NBF-MODELL überschätzt. Die Häufigkeitsverteilungen in Abb. 3.16e bzw. die kumulativen Häufigkeitsverteilungen in Abb. 3.16f deuten an, daß es bei sehr vielen Realisierungen zu fast keinen Differenzen kommt. In ca. 50 % aller Fälle sind die Differenzen beider BF-Modelle kleiner als 0.5 K. Dieses im Grunde erfreuliche Ergebnis hat seine Ursache jedoch in der Tatsache, daß bei sehr vielen Wolkenrealisierungen fast keine BF-Effekte (in beiden BF-Modellen) auftreten, da die Wolken so schwach entwickelt sind, wie die im Ursprung maximalen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen zeigen (Abb. 3.15).

Die Differenzen der BF-Effekte in beiden Modellen sind auf die nicht-ideale Gammaverteilung der optischen Dicke in den GESIMA-Wolken zurückzuführen.

Die Gammaverteilung der optischen Dicke ist nicht gezeigt worden, jedoch kann der Zusammenhang zwischen Flüssigwasserpfad und der optischen Dicke (vgl. Gl. 2.1) in erster Näherung als linear angesehen werden (Abb. 3.17). Auf Grund der nicht-idealen Gammaverteilung des LWP in den GESIMA-Wolken (Abschnitt 3.1.1.1) kann also eine perfekte Übereinstimmung beider BF-Modelle nicht erwartet werden. Es handelt sich aber um eine ausreichende Bestätigung, daß der BF-Effekt mit den sehr einfachen optischen Wolkeigenschaften, wie Mittelwert und Standardabweichung der optischen Dicke, erklärbar und auch quantifizierbar ist.

In Abschnitt 3.6.2 wird sich zeigen, daß die Übereinstimmung des BF-Effektes im GICA-MODELL, das von einem gammaverteilten Flüssigwasserpfad ausgeht, und im NBF-MODELL (bei Verwendung der gleichen GESIMA-Wolkenrealisierungen) wesentlich größer ist. Dies gilt insbesondere für 19 und 22 GHz und deutet darauf hin, daß es durch den kleinen Wertebereich der optischen Dicke bei 19 und 22 GHz von 0–1.0 (Abb. 3.17) problematisch ist, eine Gammaverteilung anzunehmen. Das lange Ende der im ANALYTISCHEN BF-MODELL unterstellten Gammaverteilung ist im NBF-MODELL (in den GESIMA-Wolken) nicht vorhanden.

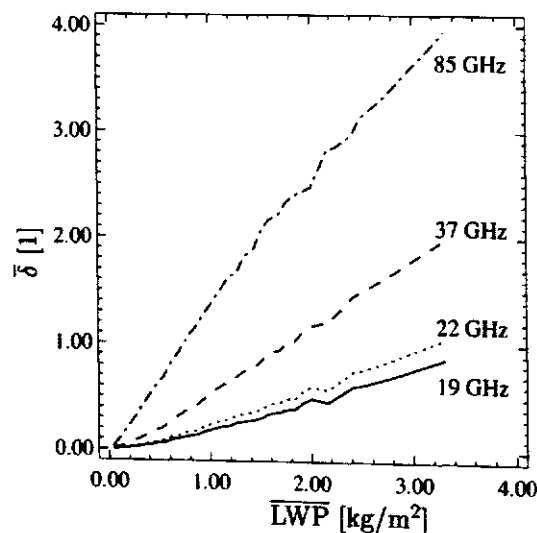


Abbildung 3.17: Mittlere Abhängigkeit der optischen Dicke (nur Absorption von Wolken- und Regentropfen) vom Flüssigwasserpfad für die SSM/I Frequenzen.

3.4 Einfluß des Temperaturprofils

Nachdem in den vorangegangenen drei Abschnitten die verschiedenen entwickelten Beam Filling Modelle vorgestellt worden sind und die Berechnungen des BF-Effektes mit einem isothermen Temperaturprofil und ohne Streuung durchgeführt worden sind, werden in den folgenden Abschnitten schrittweise diese Idealisierungen aufgehoben.

Das ANALYTISCHE BF-MODELL scheidet für weitere Untersuchungen aus, da weder ein Temperaturprofil noch Streuung berücksichtigt werden kann. Die Untersuchungen können also mit dem GICA- und/oder NBF-MODELL durchgeführt werden. Da jedoch nicht der Vergleich zwischen dem GICA- und NBF-MODELL im Vordergrund steht, sondern der Einfluß des Vertikalprofils der Temperatur, werden die Rechnungen nur mit dem wesentlich rechenzeiteffizienteren GICA-MODELL durchgeführt.

Das bisher isotherme Lufttemperaturprofil wird durch das in Abb. 3.10a gezeigte Profil ersetzt, so daß nun auch den vertikalen Hydrometeorprofilen von Wolken- und Regenwasser (Abb. 3.10b) eine Bedeutung zukommt. Auf die Streuung an Wolken- und Regentröpfchen wird weiterhin verzichtet.

Das realistische Temperaturprofil bewirkt eine Erniedrigung der effektiven Strahlungstemperatur der Atmosphäre gegenüber der isothermen Atmosphäre mit einer Temperatur von 285.1 K. Aus diesem Grund sind die mit dem Strahlungstransportmodell berechneten Helligkeitstemperaturen niedriger (ca. 8 K für 19, 22 und 37 GHz und 11 K für 85 GHz) als die mit Gl. 2.2 berechneten Helligkeitstemperaturen (Abb. 3.18). Bei 37 und 85 GHz sinkt die Helligkeitstemperatur nach Erreichen eines Maximums leicht ab, da sich bei sehr großen optischen Dicken die effektiv emittierende Schicht in höhere, kältere Atmosphärenschichten verschiebt.

Der BF-Effekt wird fortan nur noch in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpades \overline{LWP} und dessen Standardabweichung σ_{LWP} als Maß der Inhomogenität betrachtet. Allerdings sind in Abb. 3.19 zusätzlich die entsprechenden Werte der jeweiligen optischen Dicke als Schätzwerte zur besseren Orientierung sowie zum Vergleich mit Abb. 3.15 und Abb. 3.7 eingetragen. Der Zusammenhang zwischen mittlerem LWP und der optischen Dicke wird aus Abb. 3.17 abgeschätzt. Ebenso wird die Standardabweichung der optischen Dicke aus der Standardabweichung des LWP abgeschätzt (ohne Abbildung).

Abb. 3.19 zeigt, daß die Sensitivität des BF-Effektes bezüglich des mittleren Flüssigwasserpades und dessen Standardabweichung (Inhomogenität) sehr frequenzabhängig ist. Bei der Auftragung gegen die optische Dicke in Abb. 3.7 haben sich kaum frequenzabhängige Unterschiede, von der Amplitude abgesehen, ergeben. Die Abschwächung des BF-Effektes bei 19 und 22 GHz bei hohem LWP ist gering, da die optische Dicke bei einem Flüssigwasserpfad von 2.0 kg/m^2 nur 0.5 bzw. 0.6 beträgt. Die Abnahme des BF-Effektes erfolgt erst bei größeren optischen Dicken (Abb. 3.7).

Auf Grund des ungefähr doppelt so großen abgedeckten Bereiches der optischen Dicke bei 37 GHz ist die Abnahme des BF-Effektes bei Flüssigwasserpfeilen größer 1.0 kg/m^2 sehr deutlich.

Der direkte Vergleich des BF-Effektes im Analytischen und GICA-MODELL für 37 GHz zeigt deutlich die Abnahme des BF-Effektes bei Annahme eines realistischen Temperaturprofils gegenüber einer isothermen Atmosphäre (Abb. 3.20). Dies ist konsistent mit der Erwartung aus der analytischen BF-Gleichung 3.15, in der eine Erniedrigung der effektiven

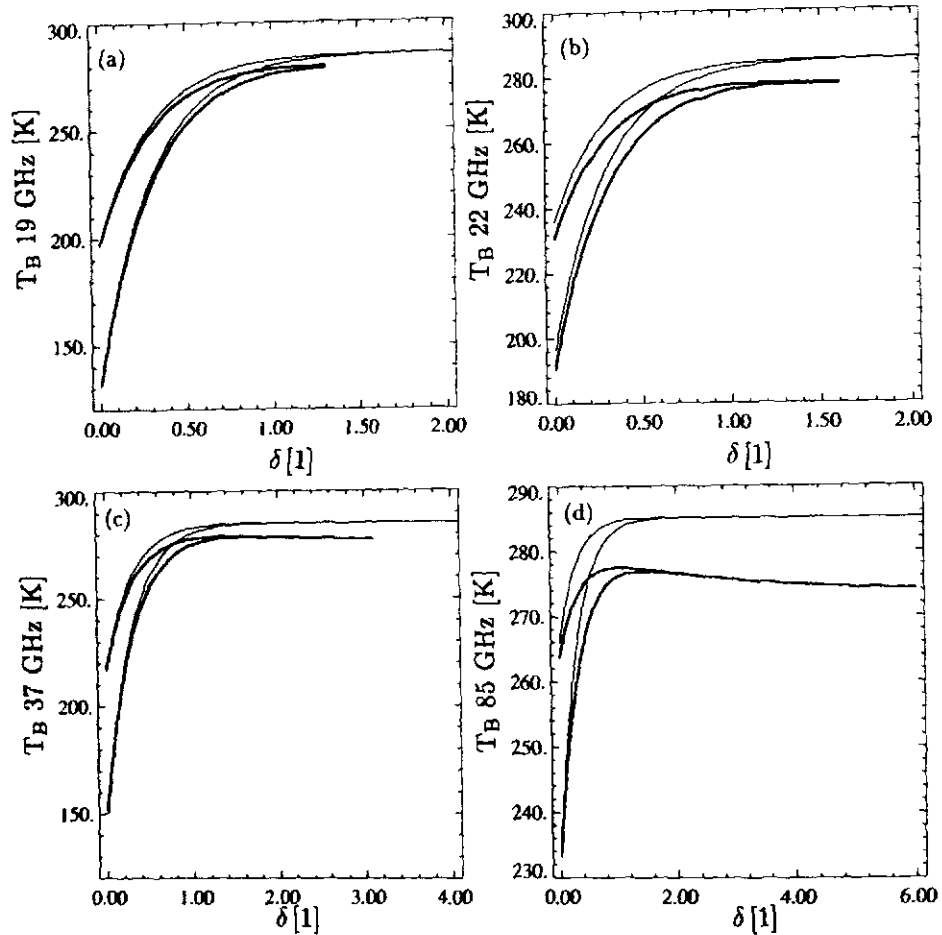


Abbildung 3.18: Helligkeitstemperaturen für die SSM/I Frequenzen (19, 22, 37 und 85 GHz (a-d)) in Abhängigkeit der optischen Dicke berechnet mit Gl. 2.2 (dünne Linien) und mit dem Strahlungstransportmodell (dicke Linien) unter Berücksichtigung eines vertikalen Hydrometeor- und Temperaturprofils. Streuung ist nicht berücksichtigt. Das jeweils tiefer liegende Linienpaar gilt für horizontale Polarisation, darüber für vertikale Polarisation.

Strahlungstemperatur der Atmosphäre $T_{A_{eff}}$ zu einem geringeren BF-Effekt führt, da die atmosphärische Emission der inhomogenen und homogenen Wolke gleichmäßig abnimmt. In der horizontalen Polarisation nimmt der BF-Effekt stärker ab, da durch die größere Oberflächenreflektivität gegenüber der vertikalen Polarisation der Erniedrigung der effektiven Strahlungstemperatur der Atmosphäre ein höherer Einfluß (über die reflektierte atmosphärische Emission) zukommt.

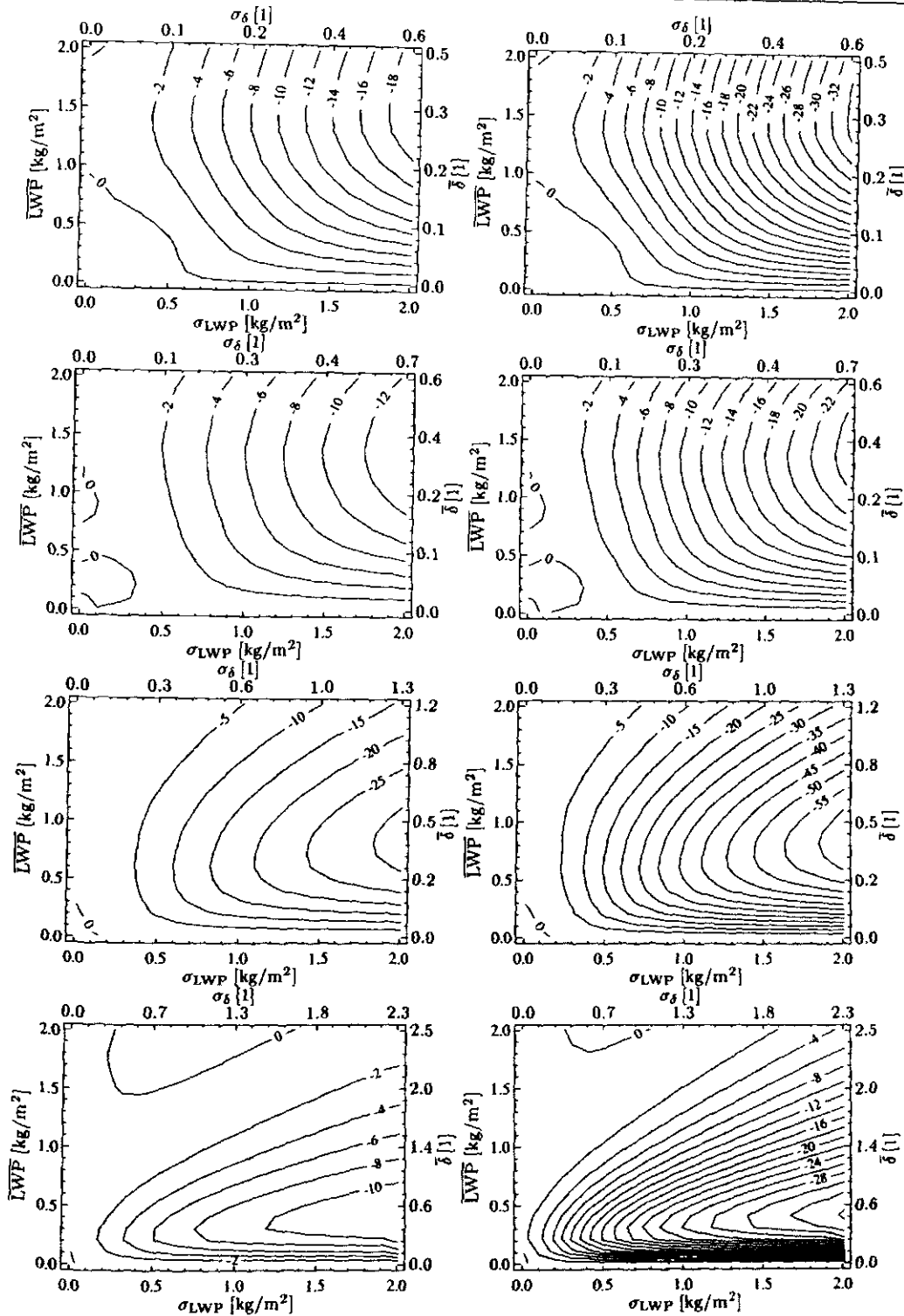


Abbildung 3.19: Konturlinien des Beam Filling Effektes (ohne Streuung) im GICA-MODELL für die SSM/I Frequenzen (plus 22H) in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpfad (linke Ordinate) bzw. der mittleren optischen Dicke (rechte Ordinate) und der Standardabweichung (Inhomogenität) σ (untere bzw. obere Abszisse). Vertikale Polarisation links, horizontale Polarisation rechts. Von oben nach unten 19, 22, 37 und 85 GHz.

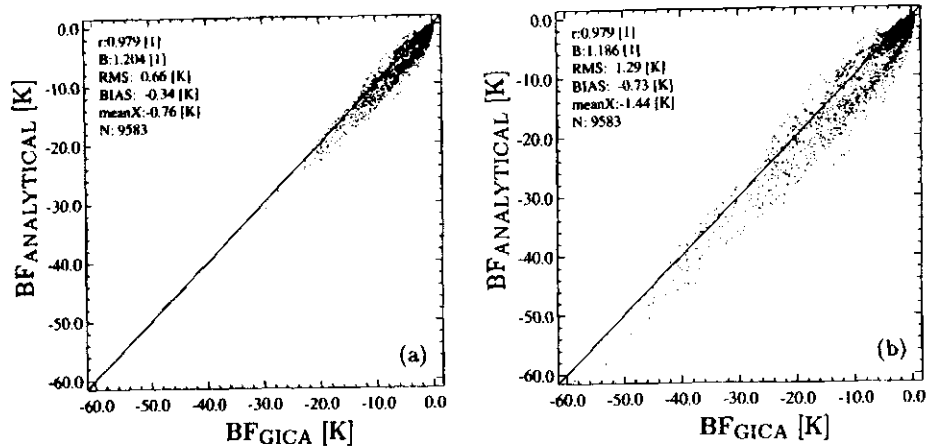


Abbildung 3.20: Beam Filling (BF) Effekt im ANALYTISCHEN BF-MODELL gegen BF-Effekt im GICA-MODELL mit Temperaturprofil für 37 GHz (a) vertikale und (b) horizontale Polarisation.

3.5 Einfluß der Streuung an Hydrometeoren

In diesem Abschnitt wird die Streuung an Wolken- und Regentröpfchen bei der Berechnung des BF-Effektes mit dem GICA-MODELL mitberücksichtigt. Es ist eine weitere Verringerung des BF-Effektes zu erwarten (Gl. 3.15), da durch Streuung die effektiv emittierende Atmosphärensicht nach oben verschoben wird und somit die effektive Strahlungstemperatur der Atmosphäre $T_{A,eff}$ niedriger wird.

Abb. 3.21 zeigt die Helligkeitstemperaturen mit und ohne Streuung in Abhängigkeit des Flüssigwasserpfades. Bei einem LWP von knapp 5 kg/m^2 — davon ist ca. 4 kg/m^2 Regenwasser (Abb. 3.11) — verringert sich die TB bei 19, 22 und 85 GHz um 12 K und bei 37 GHz um fast 20 K gegenüber dem Wert bei vernachlässigter Streuung (dünne Linie). Bei 37 und 85 GHz fällt die Helligkeitstemperatur nach Erreichen eines Maximums um ca. 8 K, da die zunehmende der Streuung an Hydrometeoren (Erniedrigung der Helligkeitstemperatur) deren Emission (Zunahme der Helligkeitstemperatur) überwiegt. 19 und 22 GHz zeigen diesen Abfall der Helligkeitstemperatur nicht, jedoch sind auch diese Helligkeitstemperaturen bei ca. $3\text{--}4 \text{ kg/m}^2$ Flüssigwasser gesättigt.

Die Ergebnisse des GICA-MODELLS sind in Abbildung 3.22 zu sehen. Die Abhängigkeit des BF-Effektes vom mittleren Flüssigwasserpfad und dessen Inhomogenität (Standardabweichung) entspricht der aus Abb. 3.19. Bei 37 und 85 GHz sind Unterschiede in der maximalen Größe des BF-Effektes zu erkennen. Insbesondere bewirkt die Streuung bei 85 GHz eine Verringerung des BF-Effektes. In der vertikalen Polarisation tritt nur noch ein sehr kleiner BF-Effekt von maximal -4 K auf, wobei die Abhängigkeit von der Inhomogenität fast nicht mehr vorhanden ist. Zudem kommt es zu einem leicht positiven BF-Effekt für $\overline{LWP} > 0.8 \text{ kg/m}^2$. Dies bedeutet, daß die Helligkeitstemperatur der inhomogenen Wolke größer als die Helligkeitstemperatur der homogenen Wolke ist. In diesem Fall stellt eine geschlossene Wolkendecke keinen Emissionsgewinn gegenüber dem kalten Signal des Untergrundes dar. Im Gegenteil sinkt durch die starke Streuung an

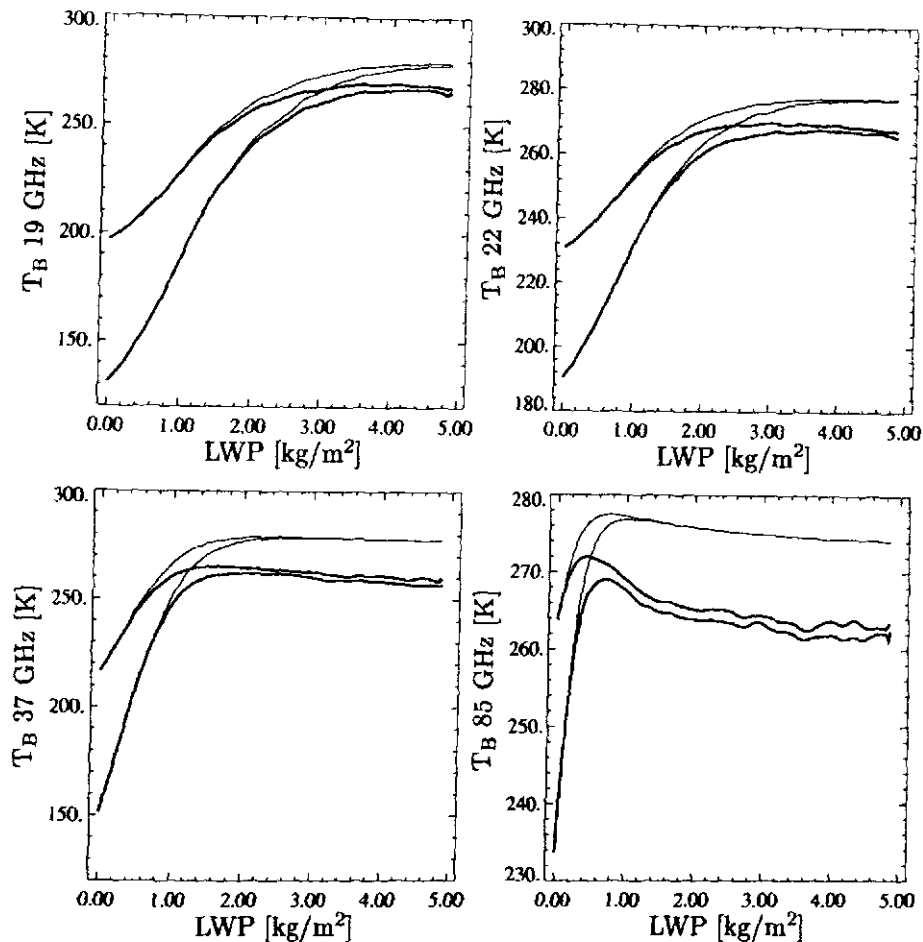


Abbildung 3.21: Abhängigkeit der Helligkeitstemperaturen für die SSM/I Frequenzen (19, 22, 37 und 85 GHz (von links nach rechts)) vom Flüssigwasserpfad bei Vernachlässigung der Streuung (dünne Linien) und mit Streuung an Wolken- und Regenwasser (dicke Linien). Das jeweils anfangs tiefer liegende Linienpaar gilt für die horizontale Polarisation, darüber für vertikale Polarisation. Die Rechnungen sind mit dem Monte Carlo Strahlungstransportmodell durchgeführt worden.

Regentropfen die Helligkeitstemperatur der homogenen Wolke stärker als die der inhomogenen Wolke, da im letzteren Fall die Emission des Untergrundes weiterhin ungehindert durch die Wolkenlücken das Radiometer erreicht. Es ist zu erwarten, daß durch die größere Streueffizienz an Schnee- und Eiskristallen gegenüber Regentropfen dieser Effekt — insbesondere bei 37 und 85 GHz — zunehmend ausgeprägt ist und eine Verringerung des emissionsbedingten (negativen) BF-Effektes bewirkt. D.h. die Differenzen zwischen der Helligkeitstemperatur einer inhomogenen und homogenen Wolke werden zunehmend kleiner, wenn der Schnee- und Eisgehalt steigt. Somit können im Einzelfall auch positive BF-Effekte auftreten.

Für einen detaillierten Vergleich mit den Ergebnissen des GICA-MODELLS mit vernachlässigter Streuung (Abschnitt 3.4, Abb. 3.19) ist in Abb. 3.23 die Differenz des BF-Effektes in beiden BF-Modellen für 37 und 85 GHz dargestellt.

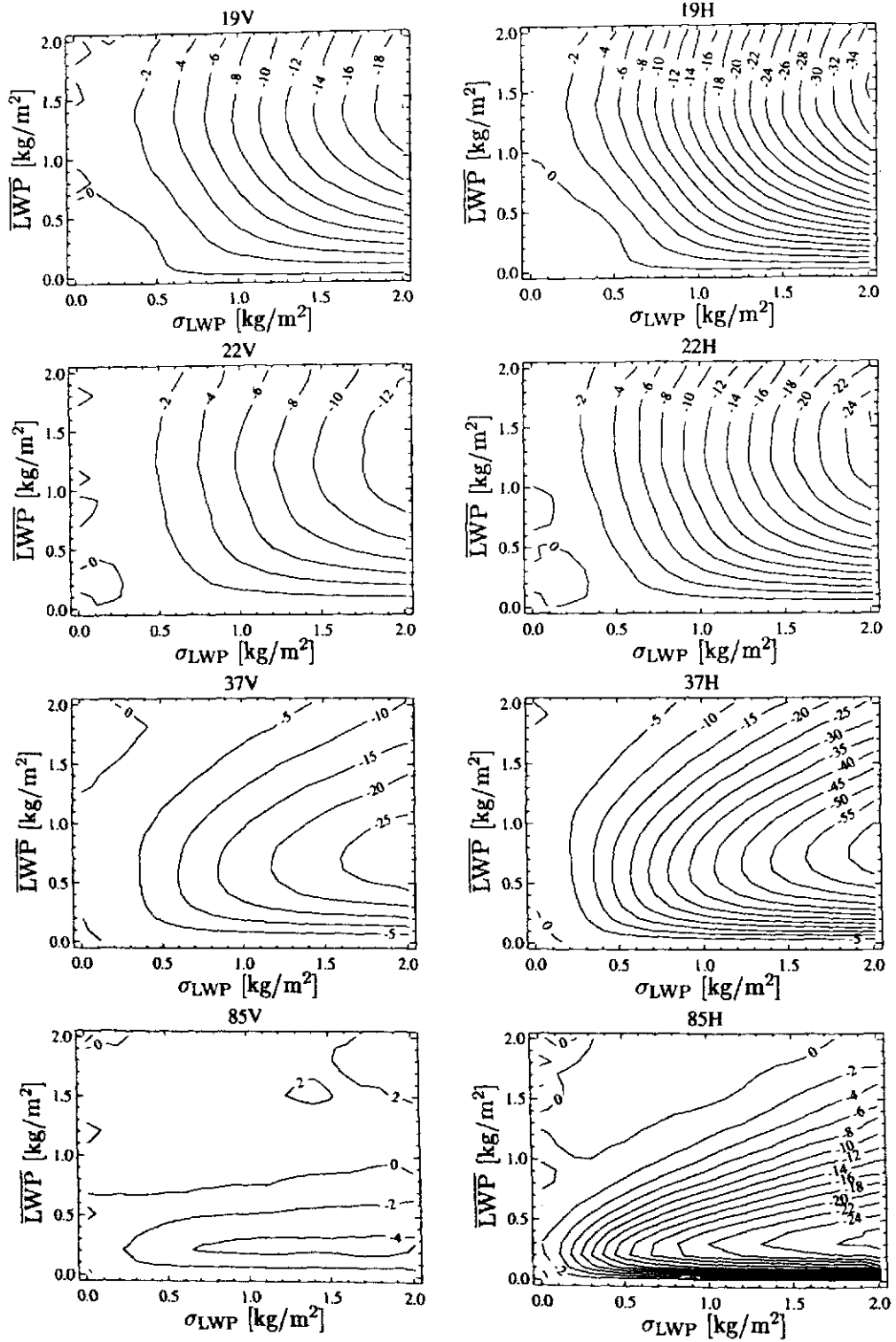


Abbildung 3.22: Konturlinien des Beam Filling Effektes im GICA-MODELL für die SSM/I Frequenzen (plus 22H) in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpfades und dessen Standardabweichung (Inhomogenität) σ_{LWP} . Mit Streuung an Wolken- und Regenwasser.

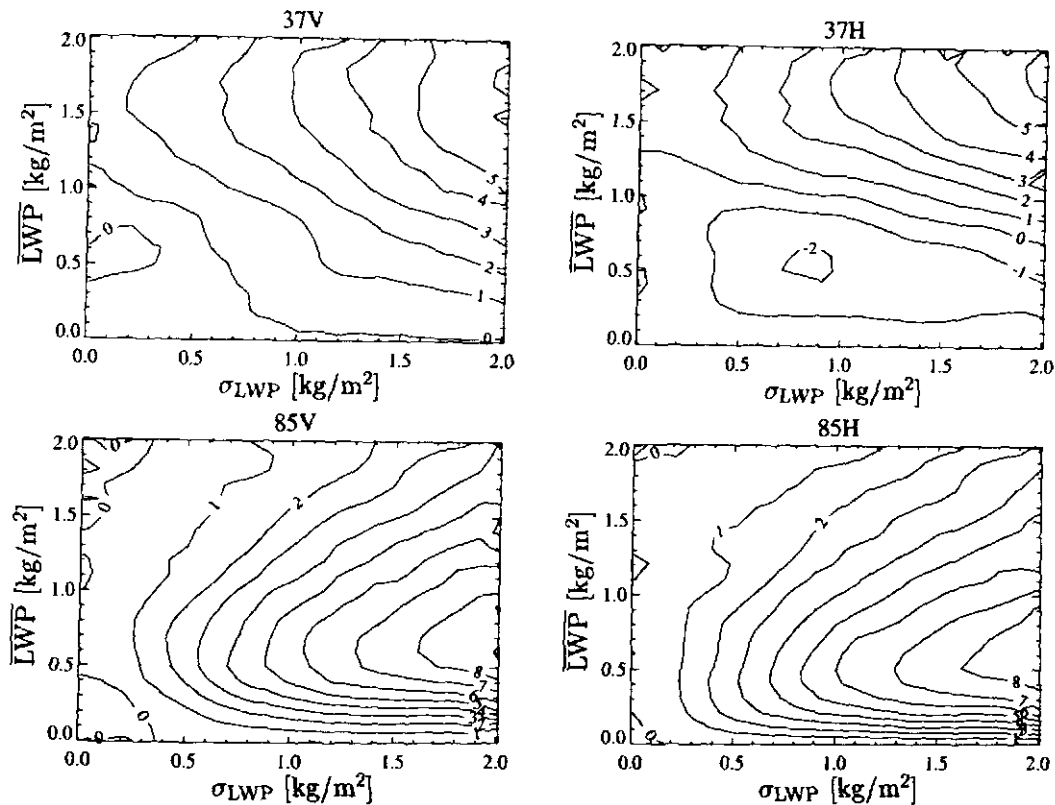


Abbildung 3.23: Einfluß der Streuung auf den Beam Filling (BF) Effekt im GICA-MODELL bei 37 und 85 GHz in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpades und dessen Standardabweichung (Inhomogenität) σ_{LWP} . Differenzenbild: Streuung an Wolken- und Regenwasser (Abb. 3.22) minus unberücksichtigte Streuung (Abb. 3.19).

Bei 19 und 22 GHz ergibt sich nahezu keine Differenz, da sich hier ein bedeutender Unterschied in der Helligkeitstemperatur mit Streuung und vernachlässigter Streuung erst bei Flüssigwassergehalten größer als 2.0 kg/m^2 ausbildet (Abb. 3.21).

Die Erniedrigung der Helligkeitstemperaturen bei 37 und 85 GHz durch Streuung wirkt sich derart auf den BF-Effekt aus, daß (i) der maximal auftretende BF-Effekt geringer wird (+3 K bei 37V und +6 K bei 85 GHz) und (ii) daß z. T. lokal der BF-Effekt um bis zu +5 K bei 37 GHz und bis zu +8 K bei 85 GHz verringert ist. Bei 37 GHz kommt es zur größten Abschwächung des BF-Effektes bei hohem LWP mit großer Inhomogenität, wohingegen bei 85 GHz die maximale Differenz bei mittlerem LWP und hoher Inhomogenität auftritt.

3.6 Vergleich des GICA- und NBF-Modells

In diesem Abschnitt werden die BF-Effekte im GICA-MODELL direkt mit denen des NUMERISCHEN BEAM FILLING (NBF) MODELLS aus GESIMA-Wolken verglichen. Die Güte der Übereinstimmung ist einerseits eine Aussage, inwieweit die dem GICA-MODELL zu Grunde liegende Annahme des gammaverteilten Flüssigwasserpades für GESIMA gültig ist. Wesentlich bedeutsamer ist allerdings, ob das GICA-MODELL, das sich besonders durch kurze Rechenzeiten⁹ auszeichnet, eine gute oder sehr gute Alternative zum sehr aufwendigen¹⁰ NBF-MODELL darstellt.

3.6.1 Gültigkeit der ICA

Bislang ist im GICA-MODELL die *independent pixel approximation* (ICA) angewendet worden, ohne überhaupt zu wissen, welche Fehler bzw. Ungenauigkeiten diese vereinfachte Berechnung der Helligkeitstemperatur eines Wolkenensembles $T_{B_{inh}}$ besitzt. Ein eventueller Fehler würde direkt die Größe des BF-Effektes ändern ($BF \approx T_{B_{inh}} - T_{B_{hom}}$, vgl. Gl. 1.1). Es ist jedoch nur mit dem NBF-MODELL möglich, die inhomogenen Helligkeitstemperaturen unter Berücksichtigung des Strahlungstransportes in dreidimensionalen Wolken zu berechnen, um somit die Effekte bei Verwendung der ICA zur Berechnung der inhomogenen Helligkeitstemperaturen zu quantifizieren.

Im folgenden Abschnitt werden zunächst die Differenzen der ICA gegenüber der dreidimensionalen Berechnung der Helligkeitstemperaturen auf der Skala einzelner Gitterpunkte analysiert. Alle Strahlungstransportrechnungen werden mit dem Monte Carlo Modell durchgeführt; dabei entspricht der 1d-Modus der *independent pixel approximation*.¹¹

Die Unterschiede zwischen der Berechnung der Helligkeitstemperatur einer inhomogenen Wolke mit ICA (1d-Modus) und der Berücksichtigung dreidimensionaler Effekte werden in Abschnitt 3.6.1.2 behandelt.

3.6.1.1 Differenzen auf der Skala einzelner Gitterpunkte

Bei Nicht-Nadirblickwinkeln treten einfache geometrische Effekte bei inhomogenen Wolken auf, die zu einem sehr großen Teil für die Differenzen der Helligkeitstemperaturen verantwortlich sind, die im 1d-Modus (ICA), verglichen mit dem 3d-Modus, auftreten. In Abb. 2.10 ist skizziert, wie es zu einem geometrischen Effekt kommt, der durch die Wolkengeometrie bedingt ist. Im 3d-Fall kommt das Signal hauptsächlich aus dem unteren (wärmeren) Teil der Wolke bzw. des Regens, d.h. dort werden die meisten Photonen emittiert. Im 1d-Fall werden zwar auch viele Photonen vom warmen Regen emittiert, allerdings teilweise in der darüberliegenden Wolke absorbiert. Die Emission der Wolke gleicht

⁹Die ca. 5000 vom gammaverteilten Parameter (hier: Flüssigwasserpfad) abhängigen Helligkeitstemperaturen werden in einer Datenbank gespeichert und sind immer verfügbar. Da es sich um 1d-Strahlungstransport handelt, ist die Berechnung sehr schnell (etwa 10 Minuten für die 4 SSM/I Frequenzen).

¹⁰Es werden Wolkensimulationen und Strahlungstransportsimulationen für inhomogene und homogene Wolken benötigt (vgl. Abschnitt 3.3).

¹¹Die Definition der drei verschiedenen Berechnungsmoden (1d (=ICA), 2d, 3d) ist in Abschnitt 2.3.2.1 gegeben.

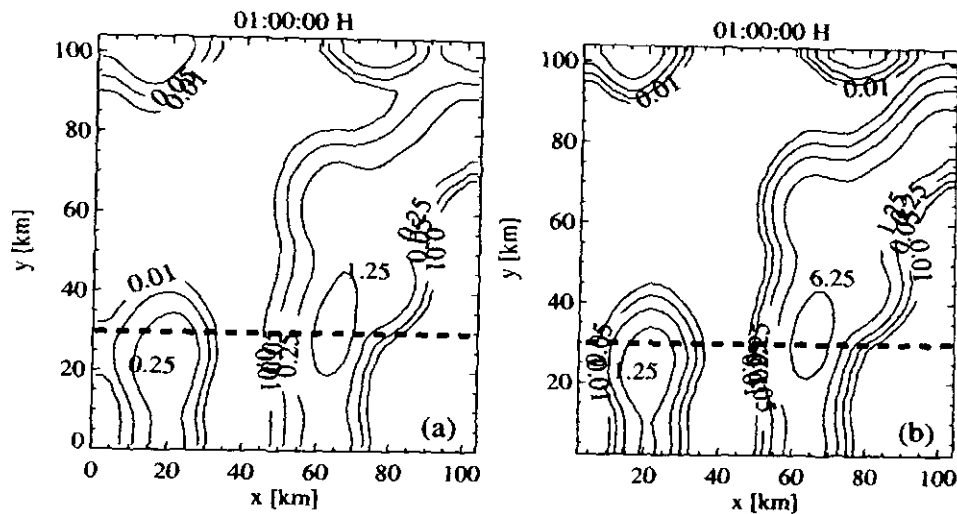


Abbildung 3.24: Konturlinien des (a) Flüssigwasserpades [kg/m^2] und der (b) Regenrate [mm/h] (Konturlinienabstand: Faktor 5) der 5. Wolkensimulation der Klasse rh98/jun/REG4 zur Zeit 1:00 h. Diese Wolkensimulation ist ausführlich in Abschnitt 2.2.2.3 (Abb. 2.3 — Abb. 2.5) vorgestellt. Die eingezeichnete Linie markiert den Schnitt durch das Modellgebiet zur Untersuchung von geometrischen Effekten in den Helligkeitstemperaturen.

dies nicht aus, da ihre Temperatur niedriger ist. Folglich ist die Helligkeitstemperatur im 1d-Modus kleiner.

Um einen derartigen geometrischen Effekt an einer nicht-idealisierten Wolke zu quantifizieren, werden Strahlungstransportrechnungen im 1d-, 2d- und 3d-Modus des Monte Carlo Modells für eine GESIMA-Wolke durchgeführt. Und zwar werden die Helligkeitstemperaturen für 37 und 85 GHz (horizontal polarisiert) entlang des in Abb. 3.24 eingezeichneten Schnittes durch das GESIMA-Modellgebiet berechnet und ihr Verlauf dargestellt (Abb. 3.25). Die Rechnungen im 2d- und 3d-Modus werden für einen Beobachtungszenitwinkel von 53.1 Grad (von links) durchgeführt. Um die Unterschiede in den Helligkeitstemperaturen in Abhängigkeit der Wolken beurteilen zu können, wird zusätzlich der Verlauf des Wolken- und Regenwasserpades aufgetragen.

Die Berechnung der Helligkeitstemperatur im 2d- bzw. 3d-Modus liefert fast über den gesamten simulierten Bereich identische Ergebnisse. Nur bei 85 GHz ist ein sehr geringer Unterschied bei $x=60$ km zu erkennen. Daraus folgt, daß selbst im 3d-Modus fast sämtliche Strahlung aus der zum Radiometer geneigten und der abgewandten Säule stammt.

Die Unterschiede zur Berechnung der Helligkeitstemperatur im 1d-Modus sind jedoch größer. Bei 37 GHz ist deutlich zu erkennen, wie die Helligkeitstemperatur im 2d-Modus (2d-TB) bei der Wolke mit Zentrum bei $x=65$ km früher ansteigt als die Helligkeitstemperatur im 1d-Modus, da zusätzlich die Strahlung der Wolke, die an der Meeresoberfläche reflektiert wird, das Radiometer erreicht. Am Verlauf der 1d-TB im Zentrum der Wolke ist zu erkennen, daß das Signal gesättigt ist. Aus diesem Grund ist die maximale Helligkeitstemperatur im 2d-Modus darauf zurückzuführen, daß die warme Wolkenbasis ins Blickfeld des Radiometers kommt und sozusagen der „warme“ Regen gesehen wird (vgl.

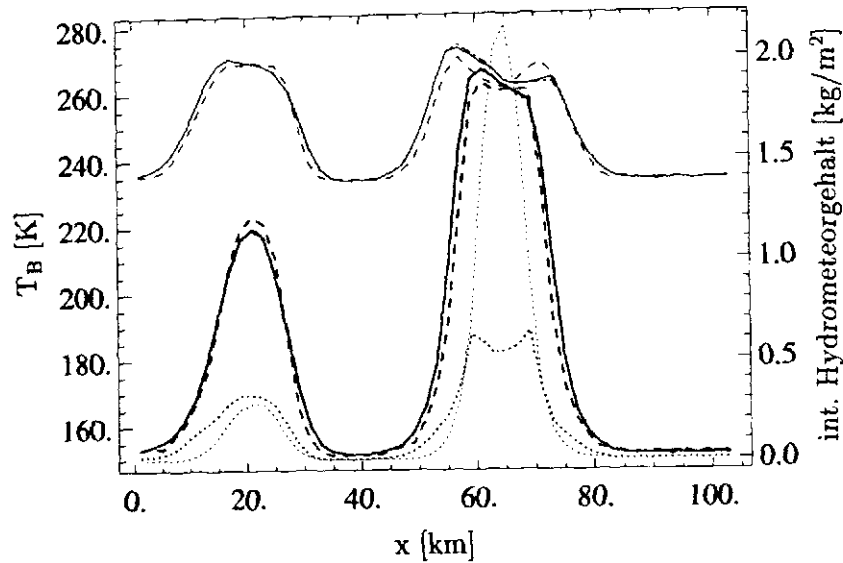


Abbildung 3.25: Verlauf der Helligkeitstemperatur im 1d- (---), 2d- (—) und 3d- (- · -) Modus, gerechnet entlang des in Abb. 3.24 eingezeichneten Schnittes durch das GESIMA-Modellgebiet für 37 GHz (dick) und 85 GHz (dünn) (jeweils horizontale Polarisation). Wolkenwasserpfad (· · ·, dick) und Regenwasserpfad (· · ·, dünn). Die Linien der Ergebnisse im 3d-Modus sind fast nicht zu erkennen, da sie größtenteils von denen im 2d-Modus überzeichnet sind. Beobachtungsblickwinkel $\theta = 53.1$ Grad (von links).

Abb. 3.24). Anschließend fällt die Helligkeitstemperatur sogar bis unter die 1d-TB, da für einen kleinen Bereich die 1d-TB noch gesättigt ist, die 2d-TB jedoch durch die obere rechte „Ecke“ der Wolke sieht und somit in einen Bereich mit geringerem Flüssigwassergehalt. Auf der Rückseite der Wolke ist allerdings die 2d-TB wieder größer, da sie einen höheren Flüssigwasserpfad sieht als die 1d-TB in der vertikalen Säule. Liu et al. [1996] beschreiben eine ähnliche Simulation mit einer klar begrenzten homogenen Wolke. Die beschriebenen geometrischen Effekte treten in diesem Falle wesentlich deutlicher hervor.

Bei der schwächer entwickelten Wolke bei $x=20$ km treten keine geometrischen Effekte auf. Vielmehr ist hier die 1d-TB höher. Die Ursache liegt nicht in dem Verlust von Strahlung durch die Wolkenränder, wie dies u.a. bei Liu et al. [1996] bei Verwendung einer klar begrenzten homogenen Regenwolke auftritt, da in diesem Fall die Rechnungen im 2d- und 3d-Modus verschieden sein müßten. Da zudem keine Sättigung der Helligkeitstemperatur eintritt, folgt daraus, daß die Helligkeitstemperatur maximal wird, wenn der Flüssigwasserpfad im Blickfeld maximal wird. Das Blickfeld im 2d- und 3d-Modus ist dabei der LWP in der zum Radiometer geneigten und in der abgewandten Säule. Denn die Größe der reflektierten atmosphärischen Emission wird vom LWP in der abgewandten Säule bestimmt. Bei dem gegebenen Verlauf des Flüssigwasserpfares (Abb. 3.27) ist die Summe des LWP in der nach links und in der nach rechts geneigten Säule jedoch immer kleiner als der doppelte¹² LWP in der vertikalen Säule. Aus diesem Grund muß die 1d-TB höher sein, da sie effektiv um das Wolkenzentrum herum den größten LWP sieht.

¹²Bildlich wird der LWP bei der Berechnung im 1d-Modus in einen LWP aufgeteilt, der die atmosphärische Emission bestimmt, und einen LWP, der die reflektierte atmosphärische Emission bestimmt.

Bei 85 GHz treten bei beiden Wolken geometrische Effekte auf, die zu einer höheren 2d-TB vor der Wolke und weit hinter der Wolke führen. Beim Überschreiten des Wolkenzentrums ist in einem kleinen Bereich die 1d-TB höher. Die 85 GHz TB ist bereits bei der kleinen Wolke ($x=20$ km) gesättigt. Aus diesem Grund werden die 1d- und 2d-TB bereits vor dem Zentrum der Wolke bei $x=65$ km maximal; im Wolkenzentrum selbst werden sie durch Streuung erniedrigt. Rechts vom Zentrum steigen sie wieder an.

3.6.1.2 Differenzen bei Mittelung mit der Antennenfunktion

Welche Differenzen zwischen inhomogenen Helligkeitstemperaturen (\overline{T}_B^{1d} , \overline{T}_B^{2d} , \overline{T}_B^{3d}) nach Mittelung mit der Antennenfunktion verbleiben (Abb. 2.6), ist kaum vorhersehbar. Es ist jedoch anzunehmen, daß durch die Mittelung der hochaufgelösten TBs mit der Radiometerfunktion sich viele der Unterschiede auf der Skala einzelner Gitterzellen kompensieren, da das gemeinsame direkt durchstrahlte Volumen nun wesentlich größer ist, insbesondere wenn das Radiometerblickfeld bis zum Abfall der Antennenfunktion auf -13 dB ausgedehnt wird (Tab. 2.2).

3d-Modus zu 2d-Modus

In dem gezeigten Beispiel des Längsschnittes durch das GESIMA-Modellgebiet (Abb. 3.25) sind bereits auf der Skala einzelner Gitterpunkte die Differenzen zwischen der Helligkeitstemperatur im 2d- und 3d-Modus sehr gering.

Bei Berücksichtigung aller für den BF-Effekt analysierten Wolken und Mittelung mit der entsprechenden Antennenfunktion ergeben sich die in Abb. 3.26 gezeigten Häufigkeitsverteilungen und kumulativen Häufigkeitsverteilungen der Differenz zwischen inhomogenen

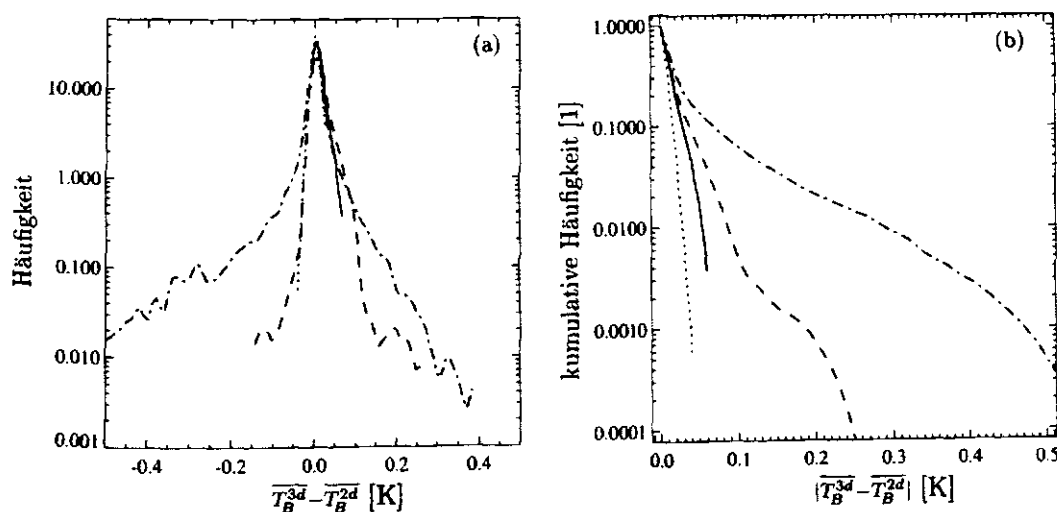


Abbildung 3.26: Häufigkeit (oben) und kumulative Häufigkeit (unten) der Differenz der inhomogenen Helligkeitstemperaturen für die SSM/I Frequenzen (— 19, ... 22, - - 37 und - · - 85 GHz, horizontale Polarisation) bei Berechnung im 3d-Modus (\overline{T}_B^{3d}) und im 2d-Modus (\overline{T}_B^{2d}) (Intervallbreite 0.02 K).

Helligkeitstemperaturen, die im 3d-Modus (\overline{T}_B^{3d}) und im 2d-Modus (\overline{T}_B^{2d}) des Monte Carlo Modells berechnet worden sind. Es zeigt sich, daß es auf der Größenskala eines Radiometerblickfeldes des SSM/I keine bedeutenden Effekte durch dreidimensionalen Strahlungstransport gibt. Aus den geringen Abweichungen zwischen \overline{T}_B^{3d} und \overline{T}_B^{2d} bei allen Frequenzen und in beiden Polarisationssebenen (vertikal nicht gezeigt) von maximal 0.5 K folgt, daß für diese (großen) Radiometerblickfelder und bei Anwendung der Wichtung mit der Antennenfunktion keine Notwendigkeit besteht, aufwendigen dreidimensionalen Strahlungstransport zu rechnen.

3d-Modus zu 1d-Modus

In Abb. 3.25 ist deutlich geworden, daß durch geometrische Effekte bei Nicht-Nadirblickwinkeln die Helligkeitstemperatur auf der Skala einzelner Gitterpunkte zumeist unterschätzt wird, wenn sie mit ICA (1d-Modus) berechnet wird. Abb. 3.27 zeigt den räumlichen Verlauf der inhomogenen Helligkeitstemperaturen \overline{T}_B^{3d} (dick durchgezogen) und \overline{T}_B^{1d} (dick gestrichelt) bei antennengewichteter Mittelung der hochaufgelösten Helligkeitstemperaturen im -13 dB Radiometerblickfeld. Die inhomogene Helligkeitstemperatur, die mit ICA berechnet wird, ist systematisch niedriger. Die maximale Differenz beträgt ca. 4 K.

Bei Berücksichtigung aller für den BF-Effekt analysierten Wolken und Mittelung mit der entsprechenden Antennenfunktion ergeben sich systematische Unterschätzungen bei den inhomogenen Helligkeitstemperaturen aller Frequenzen, wenn sie mit ICA berechnet werden (Abb. 3.28). Es zeigt sich eine systematische Abhängigkeit der Unterschätzung

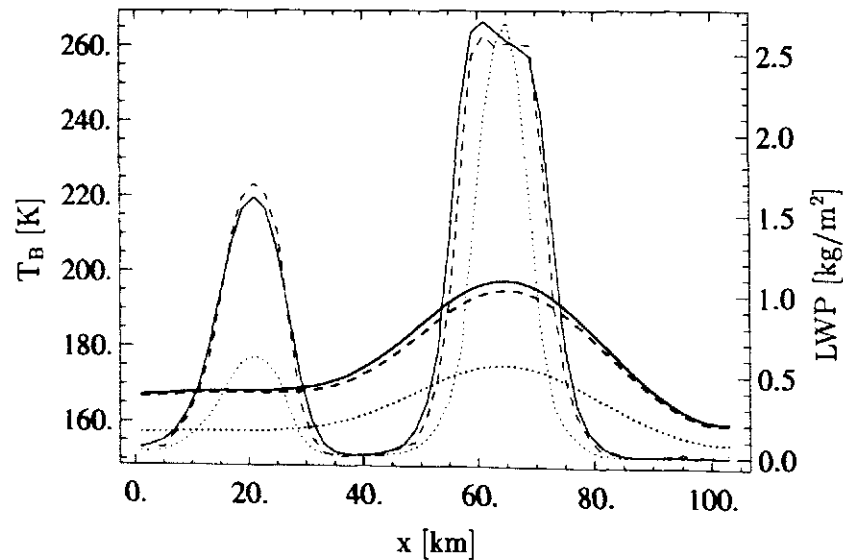


Abbildung 3.27: Verlauf der Helligkeitstemperatur (37 GHz horizontal polarisiert) im 1d- (---) und 2d- (—) Modus gerechnet und des Flüssigwasserpfades (···) entlang des in Abb. 3.24 eingezeichneten Schnittes durch das GESIMA-Modellgebiet. Die hochaufgelösten Werte (für jedes Bodenpixel) sind dünn aufgetragen; dick bei antennengewichteter Mittelung im -13 dB FOV. Das Radiometerblickfeld wird kontinuierlich über dem Modellgebiet (entlang des Schnittes) verschoben. Beobachtungszenitwinkel $\theta = 53.1$ Grad (von links).

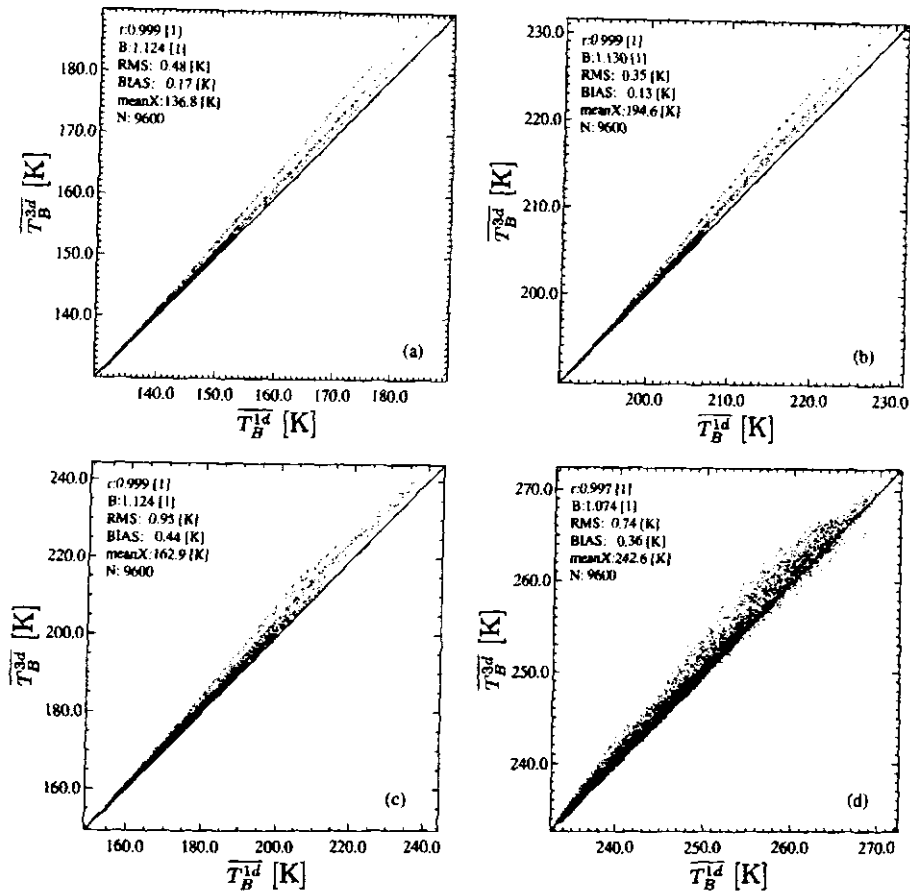


Abbildung 3.28: Inhomogene Helligkeitstemperaturen berechnet im 3d-Modus T_B^{3d} gegen Berechnung im 1d-Modus T_B^{1d} des Monte Carlo Strahlungstransportmodells für die SSM/I Frequenzen (19, 22, 37 und 85 GHz (a-d), horizontale Polarisation).

von der Größe der Helligkeitstemperatur selber, d.h. bei hohen Helligkeitstemperaturen weisen die mit ICA berechneten Helligkeitstemperaturen die größten Unterschätzungen auf. Dies ist damit zu erklären, daß bei relativ schwach entwickelten Wolken die Wirkung von geometrischen Effekten sehr klein ist und somit die Differenz der Helligkeitstemperatur auch gering ist. In Abb. 3.27 ist deutlich zu erkennen, wie die Differenz mit zunehmender Helligkeitstemperatur größer wird und verschwindet, wenn nur sehr wenig Flüssigwasser (dick gestrichelt) im Blickfeld des Radiometers ist.

Die größten Differenzen treten bei 37 GHz auf und betragen bis zu 10 K (Abb. 3.28c). Die Ergebnisse von Kummerow [1998] bestätigen, daß die Unterschätzung mit ICA bei 37 GHz am stärksten ist.

Der systematische Fehler (BIAS) ist wenig aussagekräftig, da in der Analyse viele schwach entwickelte Wolken enthalten sind, bei denen folglich auch keine geometrischen Effekte auftreten.

In der vertikalen Polarisation sind die Auswirkungen von geometrischen Effekten geringer, da insgesamt das Atmosphärensignal einen geringen Beitrag zum Gesamtsignal besitzt.

Zusammenfassung

Es konnte gezeigt werden, daß bei GESIMA-Wolken, die nur Wolken- und Regenwasser enthalten, auf einer Größenskala der SSM/I Radiometerblickfelder keine Effekte durch dreidimensionalen Strahlungstransport auftreten, die nicht durch geometrische Effekte der Wolkenstrukturen bedingt sind. Der Einfluß von Schnee und Wolkenstrukturen, die grundsätzlich verschieden von denen der GESIMA-Wolken sind, müßte für eine generelle Verallgemeinerung noch analysiert werden.

Zur Berechnung des BF-Effektes im NBF-MODELL ist es jedoch nicht unerheblich, ob die inhomogene Helligkeitstemperatur mit ICA berechnet wird oder ob bei Rechnung im 3d-Modus geometrische Effekte mitberücksichtigt werden. Die Verwendung der unterschätzten inhomogenen Helligkeitstemperatur, die mit ICA berechnet wird, würde zu einer Verstärkung des BF-Effektes führen.

3.6.2 Vergleich der simulierten BF-Effekte

Den Ergebnissen des letzten Abschnittes folgend, werden die inhomogenen Helligkeitstemperaturen im NBF-MODELL aus hochaufgelösten Helligkeitstemperaturen bestimmt, die im 3d – Modus berechnet worden sind, um den BF-Effekt unter möglichst realistischen Bedingungen analysieren zu können.

Abb. 3.29 zeigt die Konturlinien des BF-Effektes aus dem NBF-MODELL für die verwendeten GESIMA-Wolken. Die Abhängigkeit des BF-Effektes vom mittlerem Flüssigwasserpfad und dessen Inhomogenität (Standardabweichung) sowie die Größe des BF-Effektes ist nicht durch die Auswahl von nur vier Wolkensimulationen beeinflusst. In eine frühere Analyse sind alle 21 Wolkensimulationen aus dem Monat Juni eingeflossen; es ergeben sich nur sehr geringfügige Unterschiede zu den hier gezeigten Ergebnissen [v. Bremen *et al.*, 2000].

Aus dem Vergleich mit Abb. 3.22 ist ersichtlich, daß alle charakteristischen Eigenschaften des BF-Effektes, wie sie im GICA-MODELL auftreten, enthalten sind :¹³

- Starke Zunahme des BF-Effektes mit zunehmender Inhomogenität bei 19, 22, 37 GHz
- Gute Übereinstimmung des maximalen (dargestellten) BF-Effektes
- Bei 37 GHz deutliche Abnahme des BF-Effektes bei hohem mittleren Flüssigwasserpfad
- Bei 85 GHz sehr kleiner BF-Effekt in der vertikalen Polarisation, der nur vom mittleren Flüssigwasserpfad und fast gar nicht von der Inhomogenität abhängt

¹³Dabei ist zu beachten, daß im NBF-MODELL der Wertebereich von σ_{LWP} und \overline{LWP} , insbesondere bei 19 und 22 GHz, relativ klein ist und somit der Wertebereich, der im GICA-MODELL simuliert wird, nicht vollständig abgedeckt ist. Dies suggeriert eine teilweise geringere Übereinstimmung.

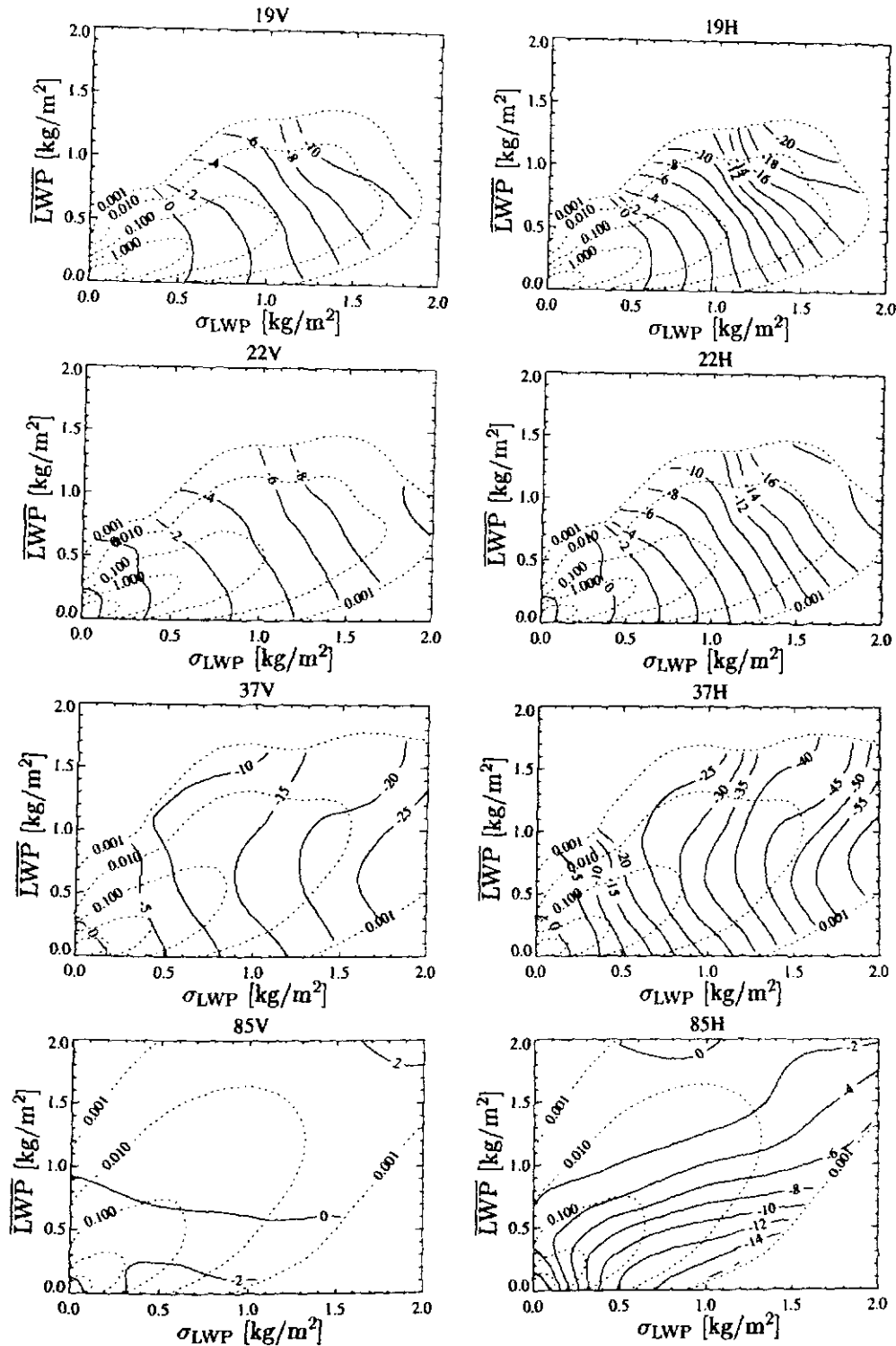


Abbildung 3.29: Konturlinien des Beam Filling Effektes im NBF-MODELL für die SSM/I Frequenzen (plus 22H) in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpfades und dessen Standardabweichung (Inhomogenität) σ_{LWP} . Mit Streuung an Wolken- und Regenwasser, 3d-Strahlungstransport. Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) der Wolkenverteilung ist gepunktet dargestellt (Konturlinienabstand: Faktor 10).

Die folgenden Faktoren behindern eine bessere Übereinstimmung mit den Ergebnissen des GICA-MODELLS, so daß die vollständige Übereinstimmung nicht zu erwarten ist:

- Der Flüssigwasserpfad ist in den GESIMA-Wolken nur annähernd gammaverteilt (Abschnitt 3.1.1.1).
- Mittlerer LWP und dessen Inhomogenität in der dem Radiometer abgewandten Säule haben auch einen Einfluß, gehen jedoch in die Größen σ_{LWP} und \bar{LWP} nicht ein. Der effektiv „gesehene“ mittlere LWP und die „gesehene“ Inhomogenität werden somit (möglicherweise) nur unzureichend berücksichtigt.
- Im GICA-MODELL sind keinerlei geometrische Effekte berücksichtigt.

Für einen direkteren Vergleich der BF-Effekte beider BF-Modelle sind in Abb. 3.30a–d bzw. Abb. 3.31a–d Streudiagramme des BF-Effektes der einzelnen Wolkenrealisierungen, die ins NBF-MODELL eingehen, für vertikale bzw. horizontale Polarisierung gezeigt. Die Korrelationen liegen zwischen 0.986 und 0.861; 85V nimmt eine Sonderstellung ein, da die BF-Effekte in diesem Kanal und dieser Polarisierung sehr klein sind (zwischen -4 und +4 K, Abb. 3.30d).

Die größte mittlere quadratische Abweichung (RMS) tritt bei 85H auf (1.71 K), aber auch für 37H ergibt sich ein RMS größer als Eins (1.41 K). Bei 37H treten maximale Differenzen von annähernd 10 K auf. Um die Differenz weiter zu quantifizieren, sind die Häufigkeitsverteilung (Abb. 3.30e und Abb. 3.31e) sowie die kumulative Häufigkeitsverteilung (Abb. 3.30f und Abb. 3.31f) der Differenz abgeleitet. In beiden Polarisierungen sind die Differenzen bei 37 GHz am größten. In 1 % aller Realisierungen sind die Differenzen größer als 3 (37V) bzw. 6 K (37H). Allerdings treten bei 37 GHz auch die größten BF-Effekte von bis zu -30 K in der vertikalen und -60 K in der horizontalen Polarisierung auf.

Bei 19 und 22 GHz sind die Differenzen bereits als sehr klein zu bezeichnen; die maximale Abweichung beider BF-Modelle beträgt lediglich 1.5 K in der vertikalen und 3 K in der horizontalen Polarisierung, obgleich hier auch BF-Effekte bis zu -25 K auftreten.

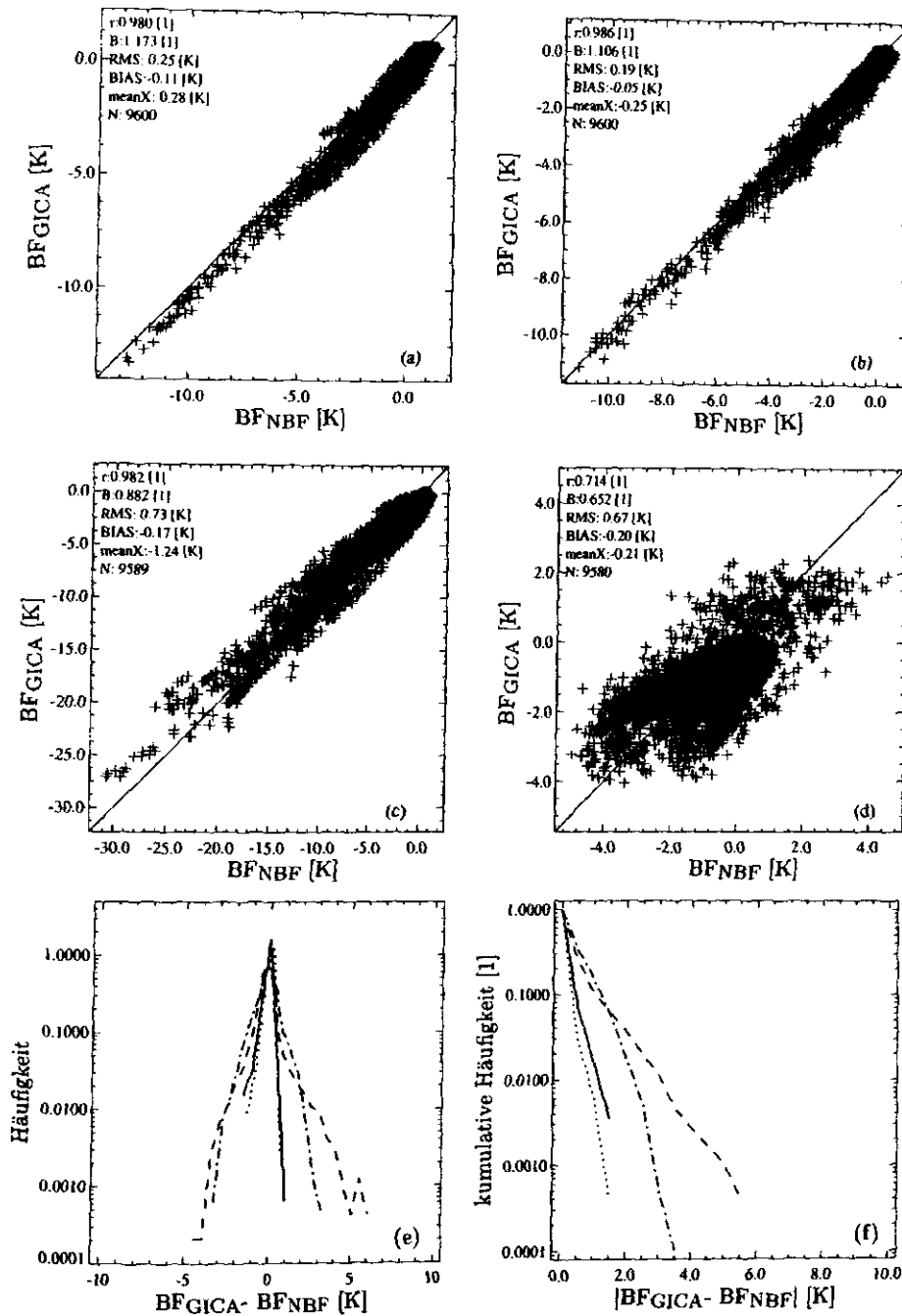


Abbildung 3.30: Beam Filling (BF) Effekt im GICA-MODELL gegen BF-Effekt modelliert mit dem NUMERISCHEN BEAM FILLING (NBF) MODELL aus GESIMA-Wolken für die SSM/I Frequenzen (— 19, ... 22, -- 37 und - - - 85 GHz, vertikale Polarisation, a-d). Häufigkeit (e) und kumulative Häufigkeit (f) der Differenz. Streuung an Wolken- und Regenwasser, Intervallbreite=0.5 K.

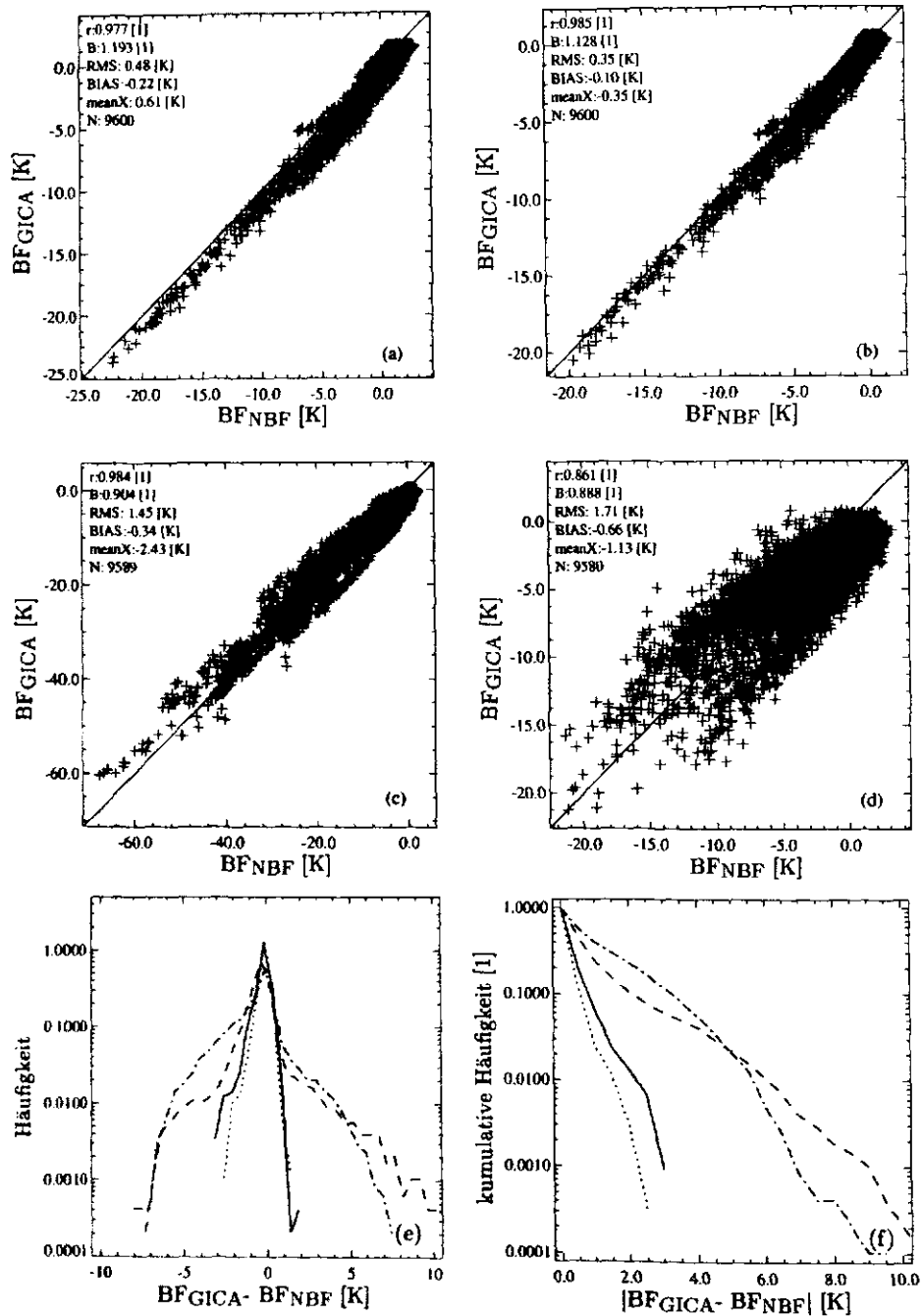


Abbildung 3.31: Beam Filling (BF) Effekt im GICA-MODELL gegen BF-Effekt modelliert mit dem NUMERISCHEN BEAM FILLING (NBF) MODELL aus GESIMA-Wolken für die SSM/I Frequenzen (— 19, ... 22, -- 37 und -.- 85 GHz, horizontale Polarisation, a-d). Häufigkeit (e) und kumulative Häufigkeit (f) der Differenz. Streuung an Wolken- und Regenwasser, Intervallbreite=0.5 K.

Kapitel 4

Entwicklung von LWP-Algorithmen

In diesem Kapitel werden verschiedene Algorithmen für die Kanäle des SSM/I zur Ableitung des Flüssigwasserpades (LWP) entwickelt. Das Ziel der Algorithmenentwicklung liegt dabei nicht in der Anwendung oder zukünftigen Anwendung auf gemessene Daten, sondern allgemein in der Untersuchung der Probleme, die sich bei Ableitung des Flüssigwasserpades inhomogener Wolken ergeben.

Die Datenbasis bilden die simulierten Wolken des Atmosphärenmodells GESIMA und die dazugehörigen simulierten Helligkeitstemperaturen (TBs).

4.1 Neuronale Netze als „statistisches“ Werkzeug

Die LWP-Algorithmenentwicklung wird mit einem Neuronalen Netz (NN) durchgeführt. Die Algorithmenentwicklung mit Neuronalen Netzen zur Ableitung (Retrieval) geophysikalischer Parameter ist heute ein häufig angewendetes Verfahren [Atkinson und Tatnall, 1997], so daß auf eine ausführliche Einführung und Darstellung von Neuronalen Netzen verzichtet wird. Details zu Neuronalen Netzen, wie beispielsweise deren historische Entwicklung, theoretische Darstellung oder Leistungsfähigkeit beschreiben z.B. Rojas [1993] und Hecht-Nielsen [1990]. Vergleiche und Auszeichnung gegenüber anderen statistischen Verfahren aus dem Bereich der Fernerkundung zeigen u.a. Butler und Meredith [1996] und Krasnopolsky et al. [1995].

Das NN wird in dieser Arbeit ausschließlich als „statistisches“ Werkzeug zur inversen Beschreibung des Zusammenhanges zwischen Flüssigwasserpfad und den dazugehörigen Helligkeitstemperaturen benutzt: $ALG : T_B \mapsto LWP$. Dabei stellt ALG einen kleinen Teil des inversen Strahlungstransportoperators (STP^{-1}) dar. Die vollständige Inversion des Strahlungstransportoperators ($STP : x \mapsto T_B$), die benötigt wird, um auf den gesamten atmosphärischen Zustand x zu schließen, ist hier nicht gefordert und auch prinzipiell unmöglich.

Das in dieser Studie verwendete NN wurde von F. Wagner am Institut für Theoretische Physik an der Universität Kiel entwickelt. Eine detaillierte Beschreibung des NN

gibt Wagner [1996] und eine Beschreibung des Minimierungsalgorithmus *Lovelace und Wagner* [1995]. Wesentliche Charakteristika des verwendeten NN bezüglich des Retrievals des Flüssigwasserpades sind in der Arbeit von Jung [1996] dargestellt. Die mit dem NN entwickelten LWP-Algorithmen liefern wesentlich bessere Ergebnisse als Algorithmen, die auf einfachen Regressionsmethoden beruhen und physikalisch motiviert sind. Die Überlegenheit des NN beruht auf seiner Fähigkeit, nicht-lineare Zusammenhänge abzubilden, wie sie z.B. durch die atmosphärische Transmission $\tau = \exp(-\delta)$ entstehen.

Das Auffinden der optimalen Netzarchitektur, die Suche der optimalen Eingabeparameter (hier: Helligkeitstemperaturen), die Generierung eines möglichst repräsentativen Datensatzes zum Training des NN sowie die Variation der Startwerte der Netzwichte können als die Hauptaufgabe bei der Algorithmenentwicklung mit NN angesehen werden [Jung, 1996]. „Trainieren“ eines NN bedeutet, daß das NN lernt bzw. am Ende des Trainings in der Lage ist, den inversen Strahlungstransportoperator STP^{-1} so weit zu approximieren, daß die Abbildung $ALG : T_B \mapsto LWP$ möglich ist. Das Training geschieht durch wiederholte Präsentation des Zusammenhanges zwischen Flüssigwasserpfad und Helligkeitstemperaturen an Hand der Datenpaare im Trainingsdatensatz.

In dieser Studie wird die Anzahl der Neuronen in der einzigen verborgenen Schicht von 0–10 variiert. Selbst bei keinem („0“) verborgenen Neuron wird zwischen Eingabe- und Ausgabeparameter(n) eine nicht-lineare Beziehung hergestellt. Mit dem NN wird auch die (multiple) lineare Regression zwischen Eingabe- und Ausgabeparameter(n) durchgeführt; sie ist in den folgenden Abbildungen mit dem Akronym „-1“ gekennzeichnet.

Die Anzahl der Eingabegrößen (Helligkeitstemperaturen) wird dabei nicht variiert. Jung [1996] hat zwar gezeigt, daß es nicht erforderlich ist, alle Kanäle des SSM/I zu benutzen, jedoch wurden auch keine Nachteile offengelegt. Da in dieser Studie zusätzlich zu dem klassischen Invertierungsproblem im Falle homogener Wolken noch das *beam filling* (BF) Problem hinzukommt, werden die Informationen aller 7 Helligkeitstemperaturen des SSM/I verwendet.

Der zur Algorithmenentwicklung verwendete Datensatz stammt aus insgesamt 21 Wolkensimulationen des GESIMA-Modells, die mit Radiosondenaufstiegen aus dem Monat Juni 1989 initialisiert wurden (Abschnitt 2.2). Pro verwendetem Zeitschritt sind 100 Radiometerblickfelder (FOVs) bei Wichtung mit der Antennenfunktion bis zum Abfall auf -13 dB aus dem GESIMA-Modellgebiet unter einem Zenitwinkel von 53.1 Grad herausgeschnitten worden. Der zusammengestellte Datensatz von 12200 Realisierungen enthält die mittleren Flüssigwasserpfade und die dazugehörigen inhomogenen Helligkeitstemperaturen, die unter Berücksichtigung des Strahlungstransportes in dreidimensionalen Wolkenstrukturen im 3d-Modus berechnet worden sind. Die homogenen Helligkeitstemperaturen, d.h. bei Annahme einer homogenen Wolke, werden ebenfalls mit in den Datensatz aufgenommen. Die Wolken sind nicht modifiziert worden wie zur Berechnung des BF-Effektes mit dem NBF-MODELL, außer daß der Schnee- und Eisgehalt sowie der Wind an der Meeresoberfläche unberücksichtigt bleibt.

Der Gesamtdatensatz ist zufällig in drei Unterdatensätze aufgeteilt worden. An Hand von 4000 Realisierungen „erlernt“ das NN den im Trainingsdatensatz („train“) gegebenen Zusammenhang zwischen TBs und dem LWP. Da die Gefahr des „Auswendiglernens“ bei

wiederholter Präsentation des Trainingsdatensatzes — insgesamt werden 2000 Iterationen ausgeführt — besteht, wird der Lernerfolg mit dem *Generalisierungsdatensatz* („gen“, 4000 Realisierungen) bewertet und somit die optimale Einstellung der Netzwichte zur Minimierung des Algorithmusfehlers erkannt. Als Maß für den Algorithmusfehler wird die sogenannte *Kostenfunktion* verwendet. In dieser Arbeit ist sie definiert als die mittlere quadratische Abweichung der Netzausgabe zum wahren Wert. Die übrigen 4200 Realisierungen bilden den *Testdatensatz* („test“), dessen Realisierungen weder beim Training noch beim „Überwachen“ des Trainings in die Algorithmusentstehung mit eingeflossen sind.

Das NN wird für jede Netzarchitektur 100 Mal mit zufällig um die lineare Lösung variierenden Anfangswerten der Netzwichte gestartet (realisiert). Dies erhöht die Wahrscheinlichkeit, daß nicht fälschlicherweise ein lokales Minimum der Kostenfunktion als optimale Lösung betrachtet wird. Jung [1996] hat gezeigt, daß bereits 40 Realisierungen des NN ausreichen, um eine stabile Lösung zu finden.

4.2 Homogene Wolken

In diesem Abschnitt wird mit den homogenen Helligkeitstemperaturen ein LWP-Algorithmus für homogene Wolken einwickelt („homogener“ Algorithmus). Dieser Algorithmus dient zur Referenz, wie gut es prinzipiell (ohne BF-Effekte) möglich ist, den LWP in dem vorliegenden Datensatz abzuleiten. Er stellt somit die bestmögliche Abbildung für das Invertierungsproblem zwischen den Flüssigwasserpfeilen und den Helligkeitstemperaturen dar.

Ein für inhomogene Wolken entwickelter LWP-Algorithmus („inhomogener Algorithmus“) muß zusätzlich zur Invertierung des Strahlungstransportes auch Effekte durch *beam filling* abbilden. Folglich kann davon ausgegangen werden, daß jeder (inhomogene) Algorithmus, der auch BF-Effekte abbildet, nicht so gute Retrievalergebnisse liefert, wie der hier entwickelte homogene Algorithmus. Es sei denn, dem inhomogenen Algorithmus wird so gute und genaue Zusatzinformation (Inhomogenitätsinformation) gegeben, daß alle BF-Effekte korrigiert werden können.

Ergebnisse des homogenen LWP-Algorithmus

Abb. 4.1 zeigt die Reduzierung des Retrievalfehlers (im Generalisierungsdatensatz) in Abhängigkeit von der Anzahl der verborgenen Neuronen bzw. der Anzahl der Netzwichte (Freiheitsgrade). Die größte Verbesserung tritt beim Übergang von einem zu zwei verborgenen Neuronen auf. Jung et al. [1998] kommen in ihrer Arbeit zu dem gleichen Ergebnis.

Die sich nur wenig verbessernde Qualität des Algorithmus mit zunehmender Komplexität des NN zeigt, daß das NN seine Stärke der nicht-linearen Abbildung mit zunehmender Netzkomplexität nicht entfalten kann. Da die schwache Nicht-Linearität in dem Invertierungsproblem ausgeschlossen ist — der Strahlungstransport ist sehr nicht-linear —, bedeutet dies, daß der Zusammenhang zwischen den Helligkeitstem-

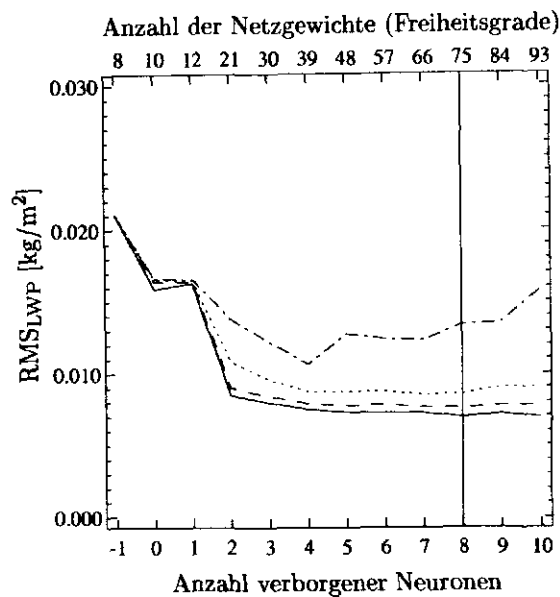


Abbildung 4.1: Retrievalfehler des homogenen LWP-Algorithmus (im Generalisierungsdatensatz) in Abhängigkeit der Neuronenanzahl in der verborgenen Schicht. Eingetragen ist die jeweils beste (—) Realisierung von 100 Starts mit zufällig variierten Anfangswerten der Netzgewichte, Median (···), 10 % Perzentil (— · —) und 90 % Perzentil (— · —). Die Neuronenanzahl mit der besten Lösung ist mit einer durchgezogenen vertikalen Linie gekennzeichnet.

peraturen und dem LWP sehr stark verrauscht ist und somit nicht weiter approximiert werden kann.

Aufgrund des linear steigenden zeitlichen Rechenaufwandes mit der Anzahl der verborgenen Neuronen (Abb. 4.2) und aufgrund einer grundsätzlich immer anzustrebenden Einfachheit eines Retrievalalgorithmus sollte abgeschätzt werden, welche Netzarchitektur das objektiv günstigste Verhältnis der Algorithmusverbesserung bezüglich der Netzkomplexität besitzt. Eine derartige Analyse ist hier durchaus angebracht, da der Unterschied zwischen der besten Lösung bei 8 Neuronen und der Lösung bei 2 Neuronen gerade einmal 1.3 g/m^2 beträgt.

Das für diese Analyse angewendete *Akaike information criterion* (AIC) [von Storch und Zwiers, 1999] berücksichtigt nicht nur die Anzahl der Freiheitsgrade und den Algorithmusfehler, sondern auch den Stichprobenumfang. Dies ist durchaus verständlich, da auf diese Weise der Zufälligkeit eines begrenzten Stichprobenumfanges Rechnung getragen wird. Andererseits bedeutet dies aber auch, daß physikalisch irrelevante Algorithmusverbesserungen¹ bei hoher Stichprobenanzahl eine „lohnende“ Verbesserung darstellen und somit eine komplexe Netzarchitektur rechtfertigen. Genau dieser Fall tritt hier ein, und die beste Lösung (8 Neuronen) stellt gleichzeitig objektiv betrachtet die beste Lösung dar.

Möglicherweise ist die effektive (unabhängige) Stichprobenanzahl wesentlich geringer als die tatsächliche Anzahl der Realisierungen im Generalisierungsdatensatz ($N=4000$). Wer-

¹in der Größenordnung von Zehntel g/m^2

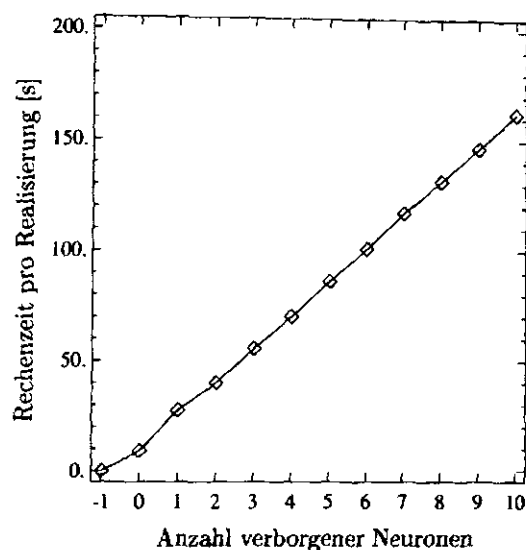


Abbildung 4.2: Rechenzeit des Neuronalen Netzes pro Realisierung in Abhängigkeit der Anzahl verborgener Neuronen.

den in einem Wolkenzeitschritt nur 16 (statt 100) Stichproben (Radiometerblickfelder) aus dem GESIMA-Modellgebiet genommen, ergeben sich nur 640 Datenpaare im Generalisierungsdatensatz. In diesem Fall ist der wahre Abstand von 25 km zwischen zwei A-Scan Abtastpunkten eingehalten. Es zeigt sich jedoch, daß selbst diese Anzahl an FOVs noch so groß ist, daß AIC die Netzarchitektur mit 8 verborgenen Neuronen als objektiv beste Lösung auszeichnet. Erst ab einer effektiven Stichprobenanzahl von weniger als 545 wird die Netzarchitektur mit 5 Neuronen präferiert.

Da diese große Stabilität des AIC gegenüber der Stichprobenanzahl auch bei den Algorithmenentwicklungen in den folgenden Abschnitten auftritt, wird für die weiteren Untersuchungen und Analysen immer die Netzarchitektur (verborgene Neuronenzahl) verwendet, die die beste Lösung liefert.

Die Tatsache, daß die drei Kurven des Medians, des 10 % Perzentil und die der besten Lösung der 100 Realisierungen mit zufällig variierten Anfangsgewichten so nahe beieinander liegen, ist ein Zeichen für die Stabilität der Lösung. D.h. die beste Lösung ist nicht nur zufällig so gut, sondern ein globales Minimum existiert und wurde gefunden. Die Kurve des 90 % Perzentils zeigt aber, daß durchaus die Notwendigkeit besteht, das NN mit mehreren Anfangswerten der Netzgewichte zu starten, da durchaus lokale Minima mit einer schlechteren Lösung vorhanden sind. Und zwar steigt sogar deren Wahrscheinlichkeit mit zunehmender Neuronenzahl in der verborgenen Schicht. Die Verteilung der 100 Lösungen gemäß des Retrievalfehlers (RMS) im Generalisierungsdatensatz ist in Abb. 4.10 in Abschnitt 4.3.1.2 zu sehen und dient dort zur Beurteilung des Unterschieds zwischen homogenen und inhomogenen Algorithmen.

Der Verlauf der Kostenfunktion während des Trainings, in dessen Folge die beste Lösung² erreicht wird, ist in Abb. 4.3 gezeigt. Die Zahl der durchgeführten Iterationen

²bezüglich Neuronenzahl und den 100 Realisierungen mit verschiedenen Netzgewichten

(2000) ist ausreichend gewesen, da das Minimum der Kostenfunktion des Generalisierungsdatensatzes bei knapp über 1000 Iterationen liegt. Dieses Minimum markiert die beste Lösung, und die eingestellten Netzgewichte stellen den besten homogenen Algorithmus dar.

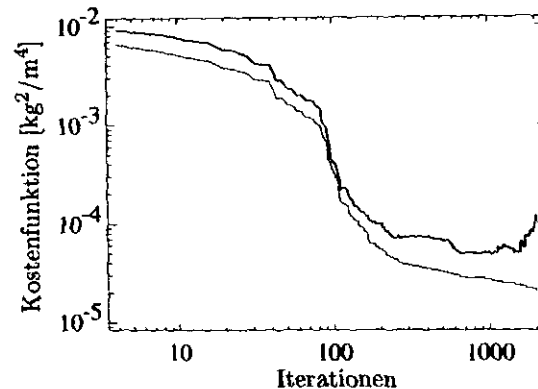


Abbildung 4.3: Verlauf der Kostenfunktion für den Trainingsdatensatz (dünne Linie) und den Generalisierungsdatensatz (dicke Linie) während des Trainings des NN für die beste Lösung des homogenen LWP-Algorithmus (8 verborgene Neuronen).

Bei weiterem Training können zwar die Trainingsdaten immer besser abgebildet werden, aber der Retrievalfehler im Generalisierungsdatensatz wird größer, da hier die „auswendig“ gelernten Zusammenhänge des Trainingsdatensatzes nicht mehr so gut anzuwenden sind.

Die Anwendung der besten Lösung/des besten homogenen Algorithmus auf den Trainings-, Generalisierungs- und Testdatensatz ist in Abb. 4.4 gezeigt. In keinem der drei Datensätze gibt es einen nennenswerten systematischen Fehler im Retrievalergebnis, und die Übereinstimmung zwischen abgeleitetem LWP und dem wahren Wert ist bis 0.6 kg/m^2 in allen Fällen sehr gut. Erst bei größeren LWP-Werten kommt es zu deutlichen Abweichungen zwischen Netzausgabe und dem wahren Wert. In der kumulativen Fehlerverteilung wird deutlich, daß der Algorithmus den Generalisierungs- und Testdatensatz geringfügig schlechter abbilden kann als den Trainingsdatensatz.

Die nur geringfügige Differenz des RMS beim Generalisierungs- bzw. Testdatensatz beweist die Stabilität des Algorithmus gegenüber Daten, die dem NN während des Trainings und der Generalisierung nicht präsentiert wurden.

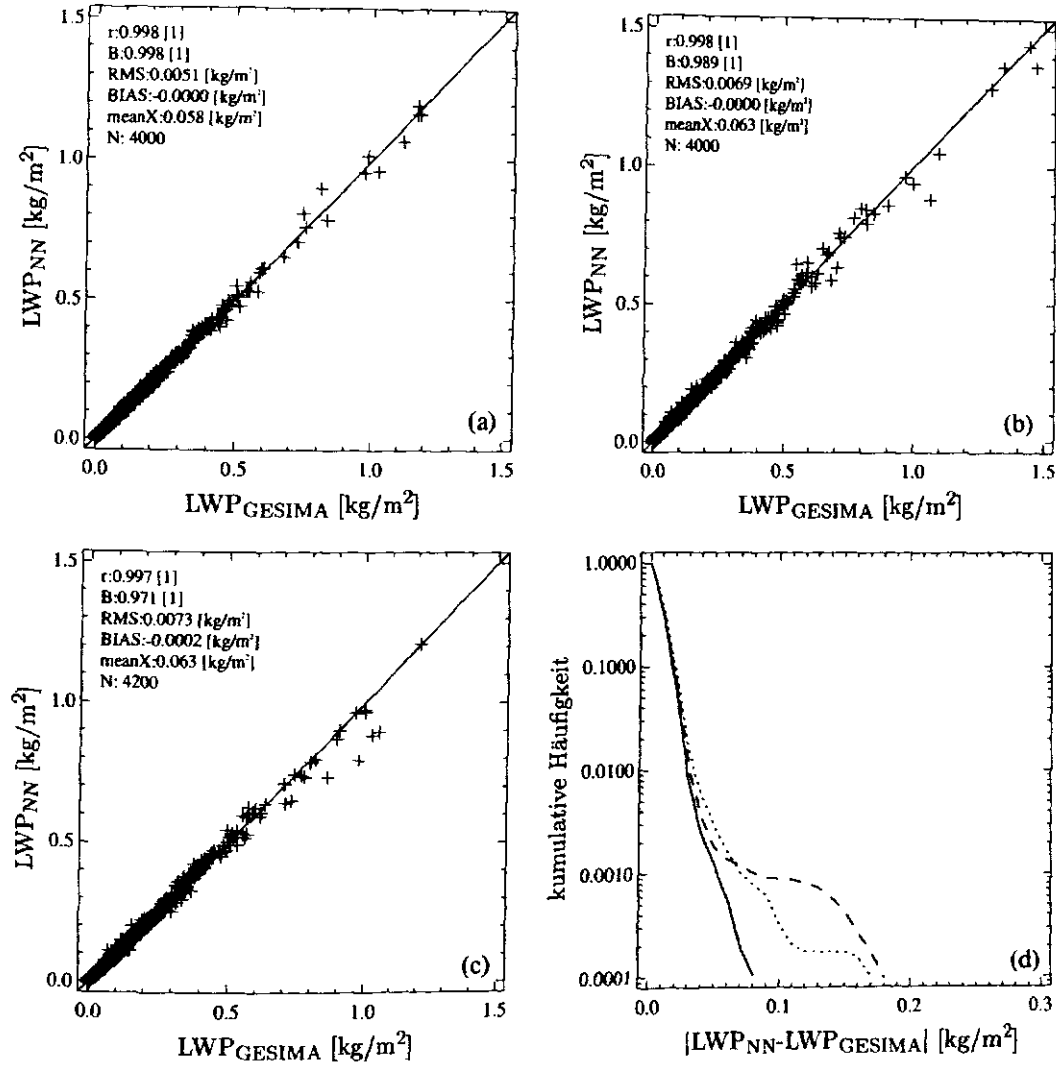


Abbildung 4.4: Ableitung des Flüssigwasserpades im Trainings- (a), Generalisierungs- (b) und Testdatensatz (c) mit dem besten homogenen LWP-Algorithmus (8 verborgene Neuronen). In (d) kumulative Häufigkeit des Retrievalfehlers im Trainings- (—), Generalisierungs- (···) und Testdatensatz (---) (Intervallbreite 0.01 kg/m²).

4.3 Inhomogene Wolken

Nach dem Idealfall — der Annahme homogener Wolken — werden nun LWP-Algorithmen für inhomogene Wolken („inhomogener“ Algorithmus) entwickelt. Die (hochaufgelösten) Helligkeitstemperaturen der inhomogenen Wolken sind im 3d-Modus des Monte Carlo Modells berechnet worden und werden mit der frequenzabhängigen Antennenfunktion bis zum Abfall auf -13 dB gemittelt. Die Relation zum mittleren Flüssigwasserpfad wird also zusätzlich zum allgemeinen Invertierungsproblem durch BF-Effekte negativ beeinflusst. Im zweiten Teil dieses Abschnittes wird ein inhomogener Algorithmus entwickelt unter der Annahme, die räumliche Auflösung aller eingegebenen (inhomogenen) Helligkeitstemperaturen des SSM/I wäre gleich groß. In diesem Fall sind Unterschiede zum Algorithmus für homogene Wolken nur auf BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen zurückzuführen.

Es werden zunächst zwei Algorithmen entwickelt, deren Eingabegrößen (TBs) jeweils die gleichen sind und deren Ausgabe auch jeweils der Flüssigwasserpfad ist. Allerdings soll im ersten Fall der antennengewichtete LWP im -13 dB Radiometerblickfeld (FOV) des 37 GHz Kanals abgeleitet werden. Dieser LWP ist identisch mit dem, der im Datensatz zur Entwicklung des homogenen LWP-Algorithmus (Abschnitt 4.2) benutzt wurde. Mit einem weiteren Algorithmus für inhomogene Wolken soll der linear gewichtete LWP im -3 dB Radiometerblickfeld des 37 GHz Kanals abgeleitet werden. Die lineare Wichtung wird bewußt auf die Größe des -3 dB FOV (37x28 km) beschränkt, da eine lineare Mittelung über 77x59 km mit den eingegebenen inhomogenen Helligkeitstemperaturen, die antennengewichtet im -13 dB FOV gemittelt sind, nicht vertretbar wäre. In diesem Fall würde es zu einer sehr starken *Entkoppelung* zwischen Helligkeitstemperatur und Flüssigwasserpfad kommen (vgl. Abschnitt 3.3.1).

In beiden Algorithmen werden 25 inhomogene TBs des höher auflösenden B-Scans (85 GHz) zu einem Wert zusammengefaßt, um die Auflösung in etwa der der anderen Kanäle anzupassen. Für diese Mittelung wird die Wichtung der 37 GHz Antennenfunktion berücksichtigt.

4.3.1 Ergebnisse

Der zusätzliche Retrievalfehler von 0.013 kg/m^2 bei der Ableitung des linear gemittelten LWP mit linearer Regression (Abb. 4.5) verdeutlicht, daß die Korrelation der antennengewichteten Helligkeitstemperaturen mit einem ebenfalls antennengewichteten LWP wesentlich besser ist als mit einem linear gemittelten LWP.

Das NN ist zwar in der Lage, den anfänglichen Retrievalfehler von 0.043 kg/m^2 bei Ableitung des linear gewichteten LWP mit zunehmender Anzahl von Neuronen mehr als zu halbieren (Abb. 4.5b), jedoch ist die beste Lösung um 0.008 kg/m^2 schlechter als bei Ableitung des antennengewichteten LWP. In beiden Fällen wird die beste Lösung bei 10 verborgenen Neuronen erreicht.

Wie bei der Ableitung des homogenen Algorithmus ergibt die AIC-Analyse, daß die größte Netzkomplexität zur Verbesserung des Retrievalfehlers gerechtfertigt ist. Erst bei einer Stichprobenanzahl von weniger als 241 für den antennengewichteten bzw. 891 für den linear gemittelten LWP würde die AIC eine andere Netzarchitektur als 10 verborgene Neuronen präferieren.

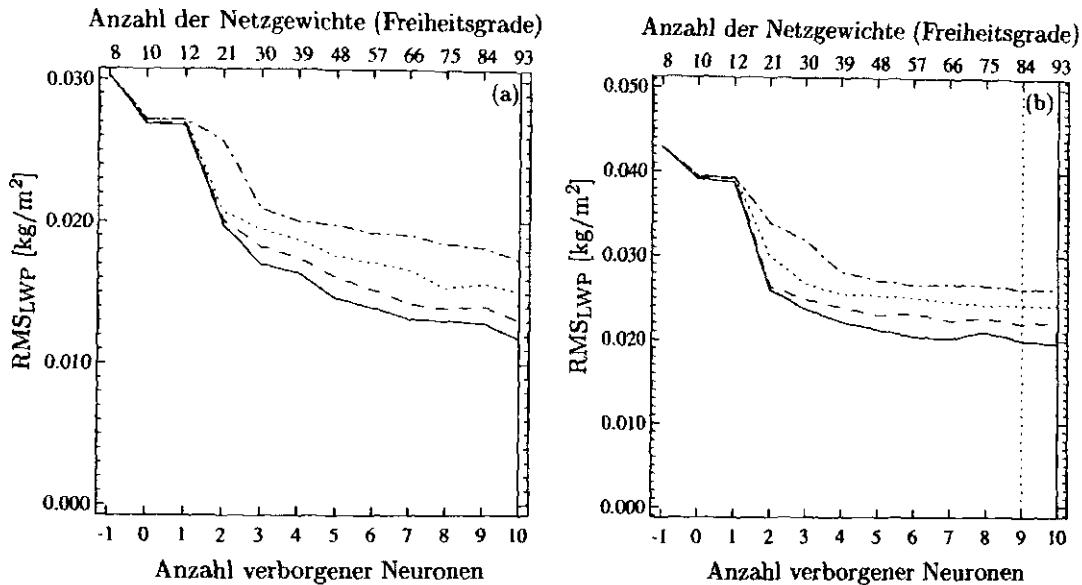


Abbildung 4.5: Retrievalfehler (im Generalisierungsdatensatz) in Abhängigkeit der Neuronenanzahl in der verborgenen Schicht bei der Ableitung des antennengewichteten (a) und des linear gemittelten (b) LWP. Eingetragen ist die jeweils beste (—) Realisierung von 100 Starts mit zufällig variierten Anfangswerten der Netzgewichte, Median (···), 10 % Perzentil (— · —) und 90 % Perzentil (— · —). Die Neuronenzahl mit der besten Lösung ist mit einer durchgezogenen vertikalen Linie gekennzeichnet.

In den Ergebnissen des NN gibt es zwei deutliche Anzeichen dafür, daß die Ableitung des linear gemittelten LWP aus dem Grund nicht besser möglich ist, da die Beziehung zwischen LWP und TB in diesem Fall sehr stark verrauscht ist — verglichen mit der Beziehung zwischen antennengewichtetem LWP und TB.

(i) Mit zunehmender Neuronenzahl ist die Ableitung des linearen LWP fast gar nicht mehr zu verbessern (Abb. 4.5b), obgleich die Fähigkeit des NN zur nicht-linearen Abbildung zunimmt. Die Situation ist vergleichbar mit der bei Ableitung des LWP für homogene Wolken (Abb. 4.1), allerdings hier auf einem mehr als doppelt so hohem Fehlerniveau. Im Falle der Ableitung des antennengewichteten LWP nimmt die Algorithmusverbesserung bei Hinzunahme weiterer Neuronen zwar auch langsam ab, stagniert aber nicht vollkommen wie bei Ableitung des linearen LWP.

(ii) Ein weiteres Indiz für einen stark verrauschten Zusammenhang ist, daß die Kostenfunktion für den Trainingsdatensatz bei Ableitung des linearen LWP bei weiteren Iterationen kaum noch abnimmt im Gegensatz zur Ableitung des antennengewichteten LWP (Abb. 4.6) bzw. des LWP von homogenen Wolken (Abb. 4.1). Die Leistungsfähigkeit des NN ist hier frühzeitig erreicht, und aus den Trainingsdaten können keine weiteren Informationen — auch nicht zum „Auswendiglernen“ — gezogen werden. Der Grund für den stark verrauschten Zusammenhang zwischen linear gemitteltem LWP und Helligkeitstemperatur liegt darin, daß die hochaufgelösten Helligkeitstemperaturen (T_{B_i}) und Flüssigwasserpfade (LWP_i) in Art der Wichtung und bezüglich der Mittelungsgröße (FOV) verschiedenartig gemittelt worden sind. Es hat sozusagen eine *Entkoppelung* stattgefunden, die zu einem verstärkten Rauschen führt. Abb. 4.7 zeigt, daß zwischen antennengewichtetem Flüssig-

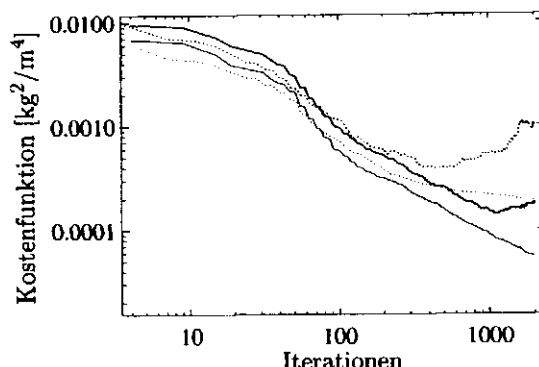


Abbildung 4.6: Verlauf der Kostenfunktion für den Trainingsdatensatz (dünne Linien) und den Generalisierungsdatensatz (dicke Linien) während des NN Trainings für die jeweils beste Lösung zur Ableitung des antennengewichteten Flüssigwasserpfades (durchgezogene Linien) und des linear gemittelten LWP (gepunktete Linien).

wasserpfad und Helligkeitstemperatur ein wesentlich besserer Zusammenhang besteht. Die Gründe einer Entkoppelung von linear gemitteltem LWP und Helligkeitstemperatur sind bereits in Abschnitt 3.3 diskutiert worden.

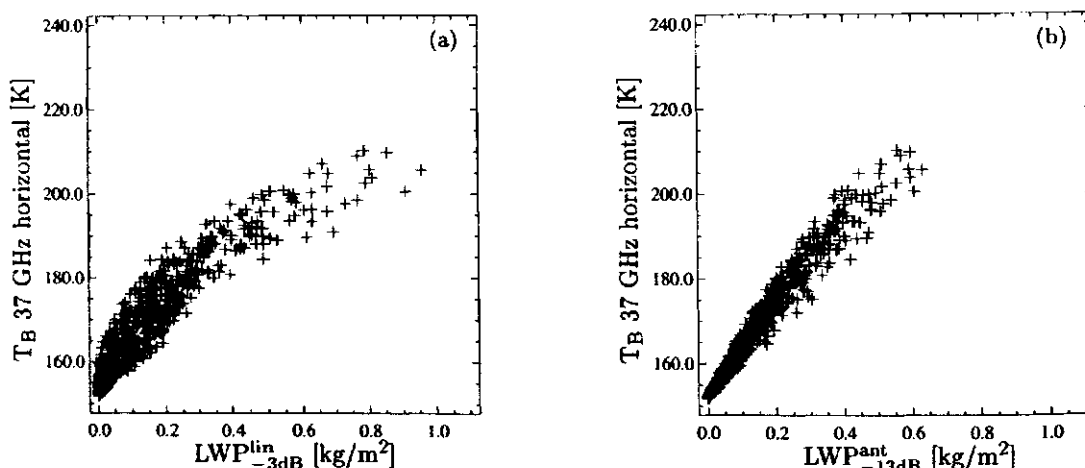


Abbildung 4.7: Inhomogene Helligkeitstemperatur 37 GHz (horizontal polarisiert) gegen (a) linear gemittelten Flüssigwasserpfad im -3 dB Radiometerblickfeld (FOV) und (b) antennengewichteten Flüssigwasserpfad im -13 dB FOV.

Die Streuung der abgeleiteten gegen die wahren LWP zeigt, daß selbst bei relativ kleinen ($<0.5 \text{ kg}/\text{m}^2$) LWP die Unsicherheit in der Ableitung des linearen LWP (Abb. 4.8c,d) wesentlich größer ist als bei Ableitung des antennengewichteten LWP (Abb. 4.8a,b). Der RMS bei Ableitung des linearen LWP ist mit $0.021 \text{ kg}/\text{m}^2$ (im Testdatensatz) fast doppelt so hoch wie bei Ableitung des antennengewichteten LWP ($\text{RMS}=0.0117 \text{ kg}/\text{m}^2$). Mit einem Retrievalfehler von mehr als $0.05 \text{ kg}/\text{m}^2$ bei Ableitung des antennengewichteten LWP ist nur in 0.9 % aller Realisierungen zu rechnen gegenüber 3 % bei Ableitung des linearen LWP (Abb. 4.8e,f).

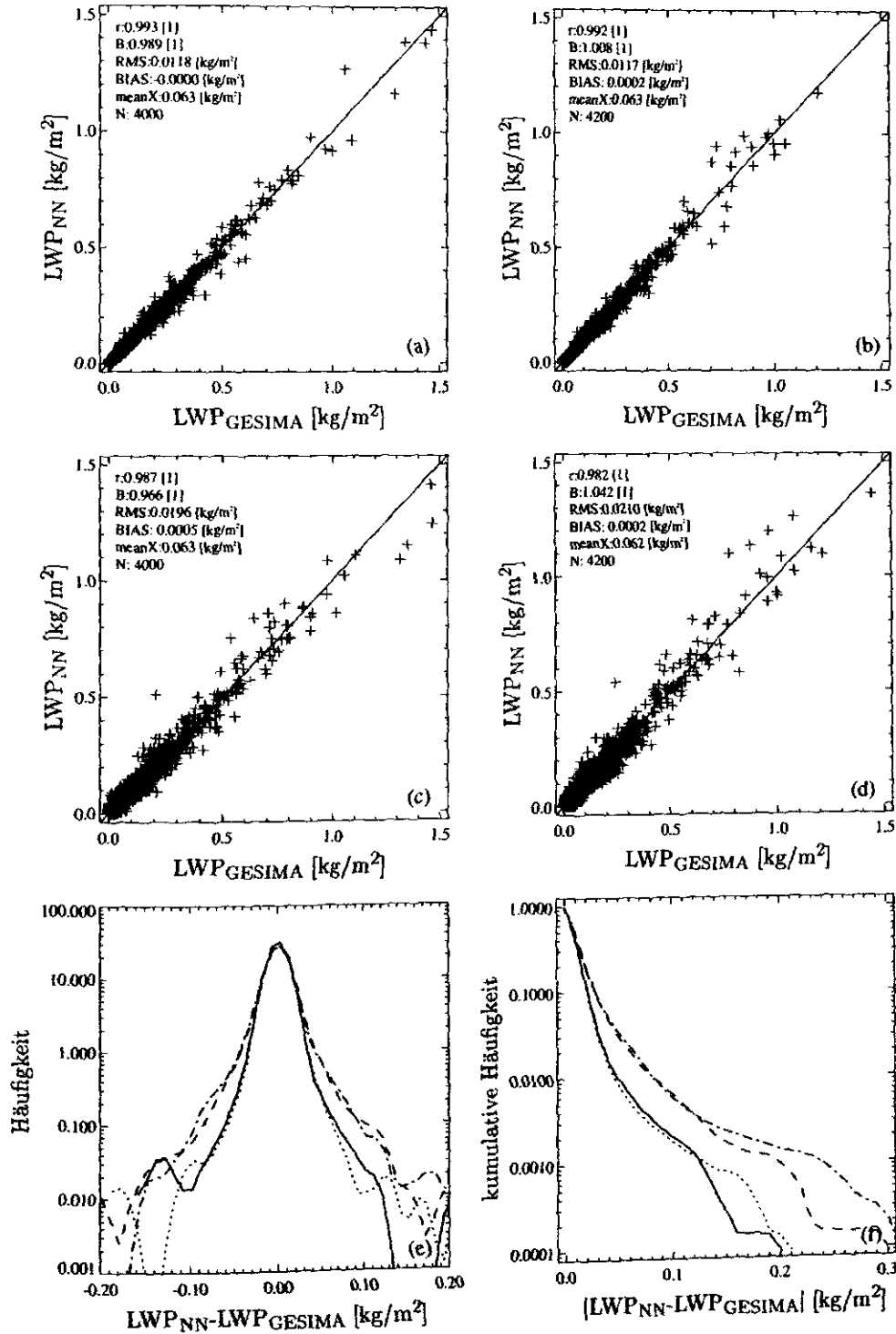


Abbildung 4.8: Ableitung des antennengewichteten (a,b) und des linear gewichteten (c,d) Flüssigwasserpades im Generalisierungs- (a,c) und Testdatensatz (b,d) mit dem jeweils besten (inhomogenen) LWP-Algorithmus. In (e) Häufigkeit und in (f) kumulative Häufigkeit des Retrievalfehlers im (—, --) Generalisierungs- und (···, ---) Testdatensatz. Dabei gehören die Linien (—, ···) zur Ableitung des antennengewichteten und (---, ---) zur Ableitung des linear gewichteten LWP (Intervallbreite 0.01 kg/m²).

Bildung von Gebietsmittelwerten

Das Ziel, den linear gemittelten LWP in einem genau definierten Gebiet ableiten zu wollen, führt zu einem großen Verlust an Genauigkeit, zumindest auf der Skala einzelner Radiometerblickfelder. Andererseits ist ein antennengewichteter Flüssigwasserpfad keine gut vorstellbare Größe. Allerdings wird beim SSM/I alle 25 km (A-Scan) eine solche Größe für den LWP geliefert und da sich die einzelnen Radiometerblickfelder sehr stark überlappen (Abb. 2.9b), werden häufig mehrere abgeleitete Einzelwerte gemittelt. Als positiver Nebeneffekt reduziert sich dabei der zufällige Algorithmenfehler.

Im Folgenden wird gezeigt, daß es bei Mittelung mehrerer Einzelwerte zu einem größeren Feld — in diesem Fall ein GESIMA-Modellgebiet — durchaus legitim ist, wenn die Einzelwerte antennengewichtete Größen darstellen.

Die Güte von Gebietsmittelwerten wird von der Qualität der Einzelwerte (zufälliger Algorithmenfehler) und von der Anzahl der Beobachtungen bestimmt. Zu wenig Beobachtungen oder ungleichmäßig verteilte Beobachtungen führen zu zufälligen *Samplingfehlern*. In einem GESIMA-Modellgebiet befinden sich — unter Einhaltung der Abtastgeometrie des SSM/I — 25 A-Scan Abtastungen. Der reine Samplingfehler beträgt 0.0058 kg/m^2 , wenn für die 25 Beobachtungen der wahre Flüssigwasserpfad linear im -3 dB FOV (37 GHz) gemittelt wird (Abb. 4.9c). Der wahre mittlere Flüssigwasserpfad $\overline{\text{LWP}}_{\text{GESIMA}}$ auf der Abszisse ist aus allen 2704 Gitterpunkten des GESIMA-Modellgebietes berechnet worden.

Wird für die fehlerfreien Beobachtungen der wahre Flüssigwasserpfad antennengewichtet im -13 dB FOV (37 GHz) berechnet, reduziert sich der Samplingfehler auf 0.0038 kg/m^2 (Abb. 4.9a). Dieses auf den ersten Blick verwunderliche Ergebnis liegt an der unterschiedlichen Größe des Mittelungsgebietes. Wird für die lineare Mittelung auch die -13 dB FOV-Größe verwendet, so ergibt sich ein RMS von 0.0031 kg/m^2 (ohne Abbildung). Allerdings wird in diesem Fall die Entkoppelung (s. oben) zwischen LWP und Helligkeitstemperatur noch wesentlich größer, und die Retrievalergebnisse auf der Skala einzelner Radiometerblickfelder werden noch schlechter.

Werden statt der fehlerfreien Beobachtungen die abgeleiteten Flüssigwasserpfade gemittelt, so reduziert sich der zufällige Algorithmenfehler bei Ableitung des LWP-Gebietsmittelwertes erheblich (Abb. 4.9b,d) gegenüber dem zufälligen Algorithmenfehler auf der Skala einzelner FOVs (Abb. 4.8). Durch den generell kleineren Samplingfehler und den wesentlich kleineren zufälligen Algorithmenfehler kann bei Ableitung des antennengewichteten LWP der wahre Gebietsmittelwert genauer bestimmt werden ($\text{RMS}=0.0061 \text{ kg/m}^2$ Abb. 4.9b) als bei Ableitung des linear gemittelten LWP ($\text{RMS}=0.0084 \text{ kg/m}^2$).

Die Genauigkeit des homogenen Algorithmus auf Basis einzelner Radiometerblickfelder ($\text{RMS}=0.0073 \text{ kg/m}^2$, Abb. 4.4) kann auch bei Ableitung des antennengewichteten LWP nicht erreicht werden ($\text{RMS}=0.0117 \text{ kg/m}^2$, Abb. 4.8). Bei Mittelung von 25 Werten, die in einem GESIMA-Modellgebiet liegen, reduziert sich der RMS-Fehler auf 0.0045 kg/m^2 (Abb. 4.9e). In diesem Fall ist die Verbesserung weniger deutlich als bei den beiden inhomogenen Algorithmen. Dies ist auch nicht zu erwarten, da der Retrievalfehler schon sehr nahe am Samplingfehler (Abb. 4.9a) liegt.

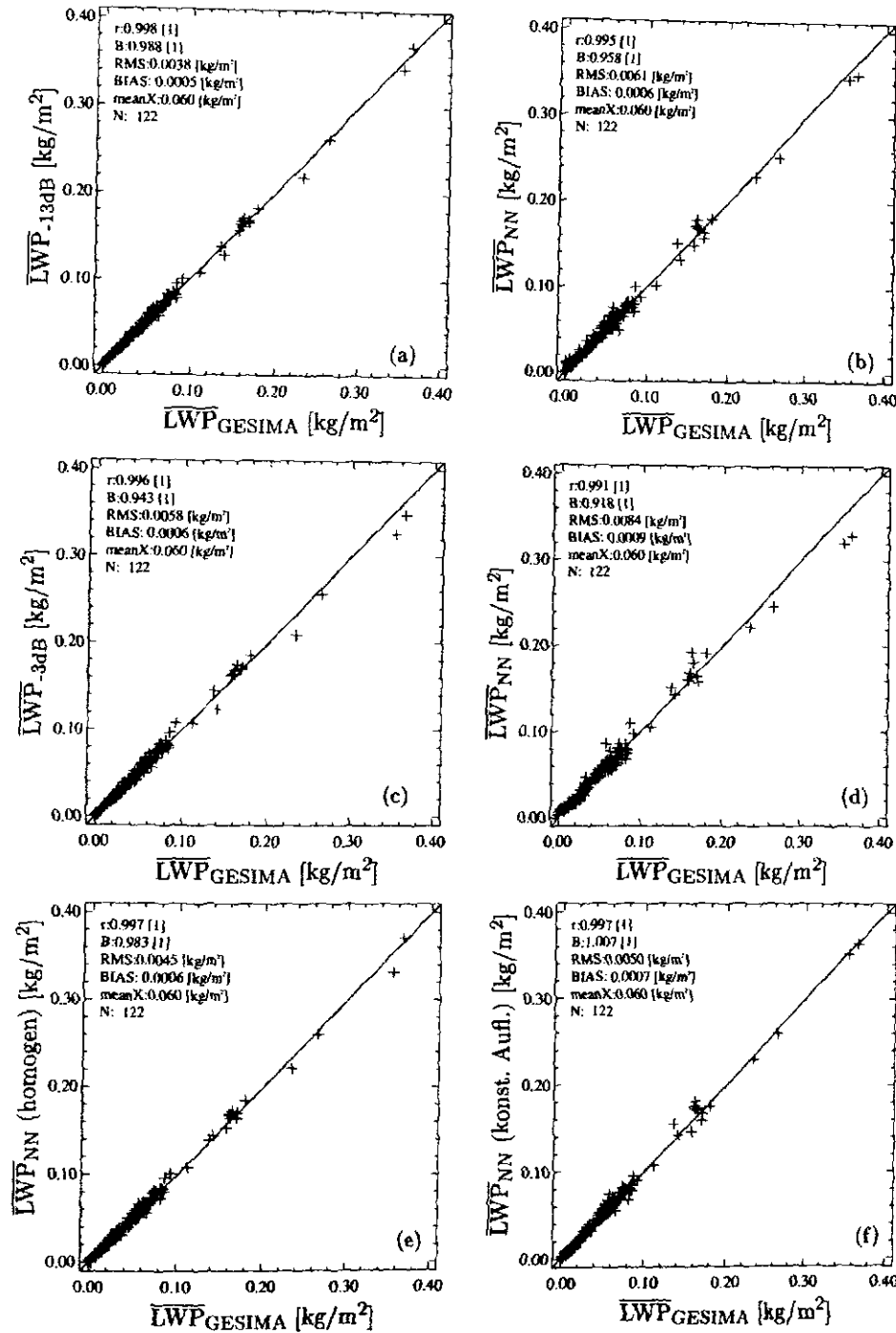


Abbildung 4.9: Samplingfehler bei Kenntnis des wahren Flüssigwasserpfades in jedem Radiometerblickfeld (FOV) (a,c) und Retrievalfehler (b,d,e,f) bei Mittelung von jeweils 25 FOVs zur Bestimmung des mittleren Flüssigwasserpfades im gesamten GESIMA-Modellgebiet $\overline{\text{LWP}}_{\text{GESIMA}}$. In (c,d) -3 dB FOV-Größe des 37 GHz Kanals mit linearer Wichtung, sonst antennengewichtet in der -13 dB FOV-Größe des 37 GHz Kanals. In (b,d,f) LWP-Algorithmus für inhomogene Wolken und in (e) für homogene Wolken. In (f) konstante Auflösung aller Kanäle.

Der hier gezeigte positive Effekt bei Benutzung von antennengewichteten LWPs zur Bestimmung des Gebietsmittelwertes ist selbstverständlich von der Anzahl der Beobachtungen, die gemittelt werden, und von der Wolkenverteilung an sich abhängig. Ebenso könnte es sein, daß der antennengewichtete LWP noch besser abgeleitet werden könnte, wenn nicht die 37 GHz Antennenfunktion bis -13 dB Abfall verwendet wird, sondern die Antennenfunktion eines anderen Kanals. Die Untersuchungen sind nicht in diese Richtungen ausgeweitet worden, da es sich hier zwar um ein Problem, das durch die Wolkeninhomogenität entsteht, handelt, jedoch nicht als typisches BF-Problem bezeichnet werden kann. Denn selbst wenn der Strahlungstransport bezüglich des LWP linear wäre, würde das Problem auftreten, daß das Radiometer im Grunde eine bis Unendlich gewichtete Wolkenverteilung sieht, jedoch ein linearer Mittelwert in einem beschränkten Gebiet gesucht ist. Bei der Berechnung des BF-Effektes in Abschnitt 3.3 ist diese Problematik bereits diskutiert worden.

Eine abschließende Empfehlung, ob linear gemittelte oder antennengewichtete Flüssigwasserpfade abgeleitet werden sollten, kann hier nicht gegeben werden. Es erscheint sicher, daß die antennengewichteten Werte immer besser abgeleitet werden können; allerdings hängt es vom Anwendungszweck der abgeleiteten Daten ab, ob diese Größe aussagekräftig ist. In dieser Studie wird jedoch die Mittelung der Wolken mit der Antennenfunktion bevorzugt (vgl. Abschnitt 3.3.1), um die Vermischung des BF-Effektes durch Nicht-Linearität im Strahlungstransport und der nicht-linearen Antennenwichtung in erster Näherung auseinanderzuhalten. Insofern wird auch die Algorithmenentwicklung im Folgenden zur Ableitung des antennengewichteten LWP durchgeführt.

4.3.1.1 Recurrence Analyse

Bislang ist die Güte eines Algorithmus einzig und allein an Hand seines RMS Fehlers beurteilt worden. Solange nur die Netzarchitektur und die Startgewichte zur Suche der besten Abbildung zwischen Eingabe- und Ausgabedaten variieren, ist diese Beurteilung durchaus legitim. Sobald jedoch Eingabedaten und/oder Ausgabedaten (z.B. Wechsel von Ableitung des antennengewichteten zu linearem LWP) variieren, ist die bloße Beurteilung der Algorithmen Güte an Hand eines einzigen oder zweier RMS Fehler nur noch wenig sinnvoll, da die Zufälligkeit, mit der eine NN-Lösung realisiert worden ist, berücksichtigt werden muß. Da nur eine begrenzte Anzahl (100) von Realisierungen mit zufällig variierten Anfangswerten der Netzgewichte durchgeführt wird, ist es durchaus möglich, daß zufällig eine besonders gute Lösung (bisher) nicht realisiert worden ist. Dieser Problematik wird im Folgenden Rechnung getragen bei der Beurteilung, ob sich die Lösungen zweier Algorithmen signifikant voneinander unterscheiden. Die Grundlage dazu bildet die Verteilung der Lösungen (RMS-Fehler im Generalisierungsdatensatz) bei 100 Realisierungen mit verschiedenen Anfangswerten der Netzgewichte.

Die Häufigkeitsverteilungen der RMS-Fehler in Abb. 4.10 zeigen deutlich, daß die Qualität des Retrievals bei Ableitung des antennengewichteten bzw. des linear gemittelten LWP deutlich verschieden ist, da beide Verteilungen vollständig separiert sind. Hier kann also davon ausgegangen werden, daß, auch wenn deutlich mehr Realisierungen des NN durchgeführt werden, die Ableitung des antennengewichteten LWP immer mit geringerem Algorithmenfehler möglich ist als die Ableitung des linear gemittelten LWP.

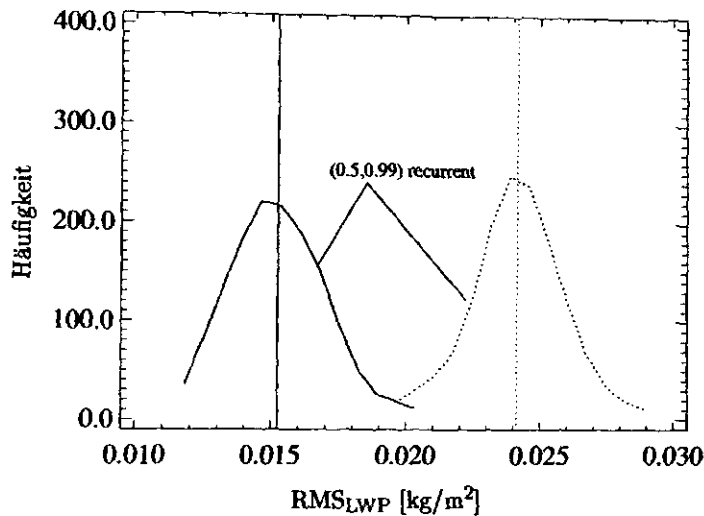


Abbildung 4.10: Verteilung der 100 Lösungen (RMS des LWP-Retrievalfehlers im Generalisierungsdatensatz) bei zufällig variierten Startwerten für die Netzgewichte bei Ableitung des antennengewichteten (—) und linear gemittelten (···) Flüssigwasserpfades. Die vertikalen Linien zeigen den Mittelwert der jeweiligen Verteilung. Recurrence Analyse mit 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit.

Falls die Verteilungen nicht so eindeutig separiert sind (vgl. z.B. Abb. 4.11), ist ein statistischer Test angezeigt, um festzustellen, ob die Lösungen verschieden sind. Nur so kann festgelegt werden, ob es signifikante Unterschiede der Retrievalqualität zweier Algorithmen gibt.

Natürlich wäre ein einfacher *Student t-Test* der Mittelwerte der Lösungen die einfachste Alternative, jedoch ist zum einen die große Abhängigkeit von der Stichprobenanzahl kritisch [von Storch und Zwiers, 1999], zum anderen würde sich auf diese Weise kein kontinuierliches Maß der Ähnlichkeit zweier Algorithmen ergeben. Es würden also immer nur signifikante oder nicht signifikante Unterschiede auf einem bestimmten Signifikanzniveau zwischen zwei Algorithmen festgestellt werden.

Aus diesen Gründen wird die sogenannte univariate recurrence Analyse [von Storch und Zwiers, 1999] durchgeführt, die testet, ob mit 95 % statistischer Sicherheit eine gewisse (prozentuale) Anzahl von Lösungen des einen (schlechteren) Algorithmus oberhalb des Mittelwertes des anderen (besseren) Algorithmus liegen.

Im Falle der Ableitung des antennengewichteten bzw. des linear gemittelten LWP sind 99 % der Lösungen bei Ableitung des linear gemittelten LWP schlechter als der Mittelwert bei Ableitung des antennengewichteten LWP. Kurz gesagt: Die Verteilungen sind (0.5,0.99)-recurrent mit 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit.

Das gleiche Ergebnis einer signifikanten Separation der Lösungen ergibt sich beim Vergleich der Ableitung des LWP bei homogenen und inhomogenen Wolken (Abb. 4.11).

4.3.1.2 Einfluß der Auflösung oder Beam Filling Effekt

Bislang ist der BF-Effekt in diesem Abschnitt nicht angesprochen worden, obgleich hier der Flüssigwasserpfad von inhomogenen Wolken abgeleitet wird und in Kapitel 3 starke BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen der GESIMA-Wolken berechnet worden sind (Abb. 3.29). Bei einem mittleren LWP von 0.5 kg/m^2 gibt es in Abhängigkeit der Inhomogenität beispielsweise BF-Effekte bis zu -50 K bei 37 GHz (horizontal) bzw. bis zu -15 K bei 19 GHz .

Bisher sind aber keine sehr großen Retrievalfehler mit systematischer Natur aufgetreten. Im Trainingsdatensatz (ohne Abbildung) existiert für beide bisher entwickelten Algorithmen für inhomogene Wolken kein systematischer Fehler bei einer Genauigkeit von 4 Nachkommastellen. Dies bedeutet, daß ein systematischer BF-Fehler entsprechend der systematisch niedrigeren Helligkeitstemperaturen bei inhomogenen Wolken (gegenüber homogenen Wolken) nicht vorhanden ist. Allerdings haben Neuronale Netze generell die Eigenschaft, die Relation zwischen Eingabe- und Ausgabedaten ohne systematischen Fehler abzubilden. Prinzipiell gilt dies nur für den Trainingsdatensatz, an dem das NN die Abbildung erlernt. Da jedoch Generalisierungs- und Testdatensatz auf den gleichen Wolkensimulationen beruhen und die Wolkenrealisierungen nur unter anderen Radiometerblickwinkeln ausgeschnitten worden sind, existieren keine systematischen Unterschiede zum Trainingsdatensatz und somit ist auch hier der systematische Retrievalfehler vernachlässigbar klein (Abb. 4.8).

Das NN kann somit im Mittel die vorhandenen BF-Effekte in den TBs ausgleichen, so daß es zu keinen systematischen Unter- oder Überschätzungen kommt. Abb. 4.8e zeigt die annähernde Gleichverteilung der positiven und negativen Retrievalfehler.

Im Vergleich zu dem Algorithmus für homogene Wolken (Abb. 4.4) ist der zufällige Algorithmenfehler bei Ableitung des antennengewichteten Flüssigwasserpades inhomogener Wolken deutlich höher (Abb. 4.8). Der RMS im Testdatensatz erhöht sich von 0.0073 kg/m^2 auf 0.0117 kg/m^2 . Hierfür gibt es zwei Ursachen. Zum einen ist zu erwarten, daß die BF-Effekte bei inhomogenen Wolken zu einer Verschlechterung der Retrievalgenauigkeit führen. Desweiteren muß auch beachtet werden, daß bei der Algorithmenentwicklung für inhomogene Wolken die Auflösung der einzelnen Kanäle unterschiedlich ist. Um diesen Effekt auszuschließen, wird ein weiterer inhomogener Algorithmus zur Ableitung des antennengewichteten Flüssigwasserpades entwickelt. Die inhomogenen TBs werden dabei derart berechnet, daß für jede Frequenz die Antennenfunktion des 37 GHz Kanals bis zum Abfall von -13 dB zur Mittelung benutzt wird.³ Der einzige Unterschied zu dem homogenen Algorithmus ist, daß die (inhomogenen) Helligkeitstemperaturen BF-Effekte aufweisen. Ansonsten ist gewährleistet, daß jeder Kanal die gleiche antennengewichtete Wolke sieht, aus der auch die homogenen Helligkeitstemperaturen berechnet worden sind. Unterschiede zwischen beiden Algorithmen sind also direkt auf die BF-Effekte in den inhomogenen Helligkeitstemperaturen zurückzuführen.

Abb. 4.11 zeigt, daß es bei Annahme einer konstanten Auflösung für alle Kanäle zu einer deutlichen Verbesserung des Retrievals kommt, da die Lösungen dieses Algorithmus (gepunktete Linien) klar von denen mit unterschiedlicher Auflösung (durchgezogene

³ auch für 85 GHz . Die Mittelung mehrerer B-Scan Radiometerblickfelder entfällt.

Linien) separiert sind. Die *recurrence* Analyse ergibt, daß mit 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit 93 % der Lösungen bei unterschiedlicher FOV-Größe schlechter sind als der Mittelwert bei Annahme einer konstanten Größe des Radiometerblickfeldes für alle Kanäle ((0.5,0.93)-*recurrent*).

Der Vergleich mit dem homogenen Algorithmus aus Abschnitt 4.2 zeigt, daß die Verschlechterung des Retrievals durch die unterschiedliche Auflösung der Kanäle größer ist als durch BF-Effekte. Denn die Verteilung der Lösungen unter Annahme einer konstanten Auflösung für alle Kanäle ist zu der Lösungsverteilung für homogene Wolken nur (0.5,0.78)-*recurrent*, d.h. nicht so eindeutig separiert wie zu den Lösungen des inhomogenen Algorithmus mit unterschiedlicher Auflösung ((0.5,0.93)-*recurrent*). Auch die Mittelwerte der Verteilungen zeigen, daß die Differenz zwischen dem inhomogenen Algorithmus mit konstanter Auflösung und dem mit unterschiedlicher Auflösung größer ist als zwischen ersterem und dem homogenen Algorithmus.

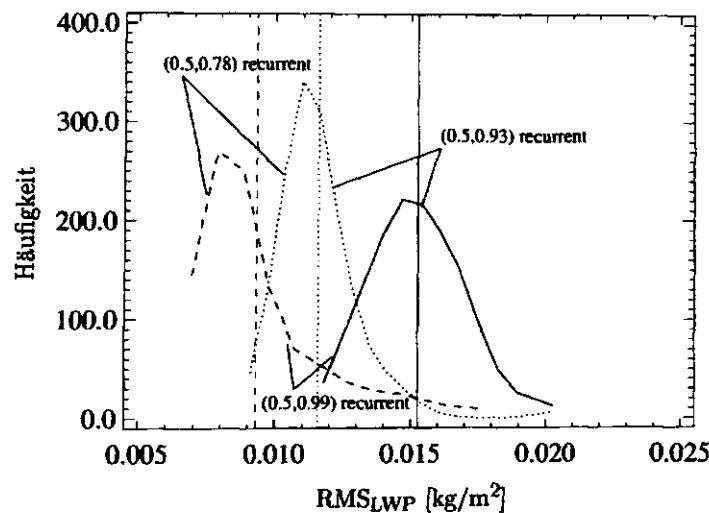


Abbildung 4.11: Verteilung der 100 Lösungen (RMS des LWP-Retrievalfehlers im Generalisierungsdatensatz) bei zufällig variierten Startwerten für die Netzgewichte bei Ableitung des antennengewichteten Flüssigwasserpfades mit unterschiedlichen Größen der Radiometerblickfelder (FOV) (—) bzw. bei Annahme einer konstanten FOV-Größe (···) und bei Annahme von homogenen Wolken (---, homogener Algorithmus). Die vertikalen Linien zeigen den Mittelwert der jeweiligen Verteilung. Recurrence Analyse mit 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit.

Bei Ableitung des Gebietsmittelwertes mit dem inhomogenen Algorithmus mit konstanter Auflösung beträgt der RMS nur 0.0050 kg/m^2 (Abb. 4.9f) und ist damit um 0.0011 kg/m^2 kleiner als bei Verwendung der inhomogenen Helligkeitstemperaturen mit ihren originalen Auflösungen. Die Verschlechterung gegenüber dem homogenen Algorithmus beträgt nur 0.0005 kg/m^2 .

Die geringe Zunahme des zufälligen Algorithmusfehlers durch BF-Effekte bei dem inhomogenen Algorithmus mit konstanter Auflösung gegenüber dem homogenen Algorithmus und die Tatsache, daß keine direkte Inhomogenitätsinformation in den inhomogenen Algo-

rithmus eingeht, bedeutet, daß das NN den BF-Effekt an Hand der inhomogenen Helligkeitstemperaturen erlernt. Anders ausgedrückt heißt dies, daß die Information über BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen selber enthalten ist bzw. in ihren Kombinationen, und das NN ist in der Lage, diese Information zu nutzen (*indirekte Korrektur von BF-Effekten*).

Die BF-Effekte in den inhomogenen Helligkeitstemperaturen können also zu einem sehr großen Teil vom NN berücksichtigt werden; die verbleibende Verschlechterung bezüglich des homogenen Algorithmus ist auf einen BF-Effekt zurückzuführen, der einen *zufälligen* Charakter (wie Rauschen) besitzt und nicht vom NN abgebildet werden kann.

4.3.2 Zusammenfassung

Es hat sich gezeigt, daß es bei der Ableitung von LWP-Algorithmen für inhomogene Wolken zu keinem systematischen BF-Fehler in den Retrievalergebnissen kommt. Allerdings ist der zufällige Algorithmusfehler auf der Skala einzelner Radiometerblickfelder wesentlich größer als bei Algorithmen für homogene Wolken. Die Verschlechterung der Retrievalgenauigkeit ist nur zu einem kleineren Teil auf BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen zurückzuführen, sondern vielmehr auf die unterschiedliche Auflösung der inhomogenen Helligkeitstemperaturen. Es erscheint also vordringlicher, die Effekte durch die verschiedene Auflösung der einzelnen Kanäle zu korrigieren als diejenigen, die durch BF-Effekte entstehen.

Arbeiten zur Auflösungsverbesserung der tiefen Kanäle des SSM/I wurden von Robinson et al. [1992] durchgeführt. Unter Berücksichtigung der Abtastgeometrie und der jeweiligen Antennenfunktionen ist es möglich, 19 und 22 GHz in etwa auf die Auflösung des 37 GHz Kanals zu bringen. Dabei wird die Information der umliegenden 24 Radiometerblickfelder ausgewertet, um den Wert des betrachteten FOV bei 37 GHz Auflösung zu approximieren. Die Anwendung auf Helligkeitstemperaturen von GESIMA-Wolken ist nur beschränkt möglich, da das Verfahren auf der Auswertung von Beobachtungsszenen basiert. Jedoch ist das GESIMA-Modellgebiet zu klein, um mehrere Beobachtungsszenen auszuwerten.

Die Ableitung des in einem Radiometerblickfeld antennengewichteten Flüssigwasserpfadest ist viel genauer möglich, als die Ableitung eines linear gemittelten LWP (Abb. 4.8). Bei der Ableitung des Gebietsmittelwertes für ein GESIMA-Modellgebiet verschwindet ein sehr großer Teil des zufälligen Algorithmusfehlers; die Ableitung des antennengewichteten LWP liefert auch in diesem Fall die genaueren Ergebnisse. Je nach Anwendung sollte entschieden werden, ob es möglich ist, den antennengewichteten LWP zu verwenden.

Die in dieser Studie ursprünglich geplante Verbesserung der Ableitung des LWP mit Neuronalen Netzen durch Eingabe von Inhomogenitätsinformation aus den Helligkeitstemperaturen des höher aufgelösten 85 GHz B-Scan erscheint angesichts der kleinen zufälligen Algorithmusfehler, die ausschließlich auf BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen zurückzuführen sind, als wenig aussichtsreich.

In Abschnitt 6.1 wird ein Modell entwickelt, das Abschätzungen erlaubt, mit welcher Genauigkeit Inhomogenitätsinformation eingegeben werden müßte, um BF-Effekte explizit zu korrigieren. Diese korrigierten Helligkeitstemperaturen würden dann homogenen

Helligkeitstemperaturen entsprechen (vgl. Gl. 1.1)

$$T_{B_{\text{hom}}} = \bar{T}_{B_{\text{inh}}} - BF$$

und könnten in homogenen Algorithmen angewendet werden, ohne daß sich (systematische) BF-Fehler ergeben würden.

In diesem Zusammenhang wird gezeigt, daß die B-Scan Helligkeitstemperaturen nicht ausreichend Inhomogenitätsinformation enthalten, um die Ableitung des LWP zu verbessern (Abschnitt 6.2).

Kapitel 5

LWP-Unterschätzung mit homogenen Algorithmen

Algorithmen zur Ableitung des Flüssigwasserpades (z.B. Weng und Grody [1994]) bzw. zur Ableitung des Wolkenflüssigwassergehaltes (z.B. Karstens et al. [1994]) unter der Annahme von homogenen Wolken (homogener Algorithmus) sind im Mikrowellenbereich sehr häufig anzutreffen. Dies hat ihre Ursache in der weiten Verbreitung von eindimensionalen Strahlungstransportmodellen zur Algorithmenentwicklung.

Da allerdings Wolken in der Realität niemals vollständig homogen sind und somit immer *beam filling* (BF) Effekte auftreten, ist es eine interessante Fragestellung, die Retrievalfehler zu untersuchen, die sich ergeben, wenn Helligkeitstemperaturen (TBs) inhomogener Wolken in homogene Algorithmen eingegeben werden.

Da die Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken in der Regel niedriger sind als die äquivalenter homogener Wolken mit gleichem Flüssigwassergehalt (LWP) (Abschnitt 3.5, Abb. 3.22), ist zu erwarten, daß das Retrievalergebnis mit inhomogenen TBs kleiner ist und somit eine Unterschätzung des wahren Flüssigwasserpades auftritt. Diese einfache Analyse ist allerdings nur möglich, solange eine eindeutig umkehrbare Relation zwischen LWP und TB besteht. Dies ist über einen weiten Bereich der auftretenden LWPs erfüllt (Abb. 3.21, dicke Linien). Sobald jedoch beispielsweise für 37 und 85 GHz Flüssigwasserpfade größer als 1.5 bzw. 0.5 kg/m² werden, wird der Zusammenhang doppeldeutig. Der Effekt einer durch *beam filling* erniedrigten TB ist hierbei nicht mehr vorhersehbar. Dies gilt insbesondere, wenn unklar ist, welcher Kanal im homogenen Algorithmus der Hauptinformationsträger ist bzw. wie hoch die Sensitivität des abgeleiteten Wertes (LWP) auf die einzelnen Eingabegrößen (TBs) bei einem NN-Algorithmus ist.

5.1 Abgrenzung zwischen ‘BF-Fehler’ und ‘Unterschätzung’ des LWP

Nach einer kurzen Erläuterung des Begriffes ‘BF-Fehler’ in Abschnitt 1.3 erfolgt nun eine Erweiterung, was unter BF-Fehler verstanden werden kann, wenn der eindeutig umkehrbare Zusammenhang ($STP : LWP \mapsto TB$) zwischen LWP oder Regenrate und Helligkeitstemperatur nicht mehr gegeben ist. In der Realität tritt dies sehr häufig auf, da der

Strahlungstransportoperator STP neben dem Flüssigwasserpfad noch von vielen anderen atmosphärischen Parametern (Temperaturprofil, Hydrometeorprofil) abhängt. Abb. 5.1 zeigt den Zusammenhang zwischen LWP und Helligkeitstemperatur 37 GHz horizontal polarisiert. Die Helligkeitstemperaturen sind dabei im 1d-Modus, der einer homogenen Wolke entspricht, des Monte Carlo Strahlungstransportmodells an jeden Gitterpunkt im GESIMA-Modellgebiet berechnet worden. Der Zusammenhang weist eine sehr starke Streuung auf, die allein auf Variationen des Hydrometeorprofils und Modellrauschen¹ zurückzuführen sind, da der Wasserdampfgehalt und das Temperaturprofil festgehalten werden. Der eingezeichnete mittlere Zusammenhang zwischen LWP und Helligkeitstemperatur stellt den homogenen Algorithmus $ACG^{hom} : T_B \mapsto LWP$ dar und verdeutlicht, daß es selbst im Falle einer homogenen Wolke mit der Helligkeitstemperatur $T_{B_{hom}}$ nicht möglich ist, den wahren Flüssigwasserpfad \overline{LWP} exakt abzuleiten (Invertierungsproblem); es gibt immer einen zufälligen Algorithmusfehler. Dabei ist der zufällige Meßfehler der Helligkeitstemperaturen noch nicht berücksichtigt. In dem eingezeichneten Beispiel in Abb. 5.1 ergibt sich der Fehler Flüssigwasserpfad $LWP_{hom} - \overline{LWP}$ für die homogene Wolke. In der Anwendung stehen natürlich noch Informationen aus anderen Helligkeitstemperaturen zur Verfügung, so daß die Invertierung besser möglich ist, als hier dargestellt; eine eindeutige Umkehrabbildung (STP^{-1}) des Strahlungstransportoperators gibt es jedoch nicht.

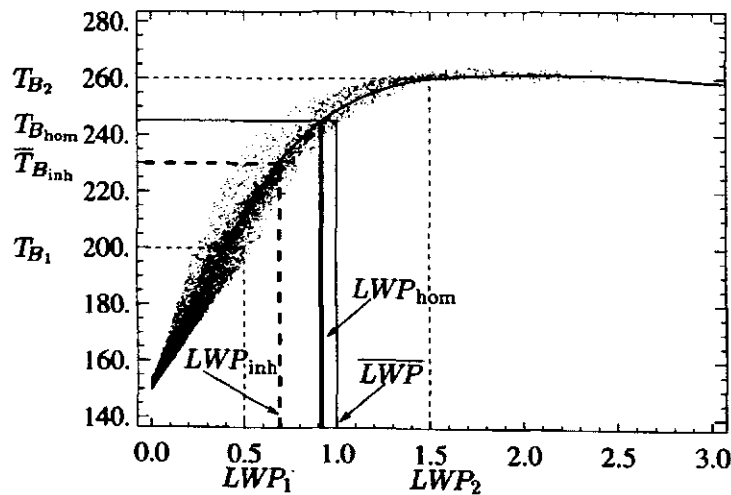


Abbildung 5.1: I.: Nicht-linearer Zusammenhang zwischen Helligkeitstemperatur (37 GHz horizontal polarisiert) und Flüssigwasserpfad als Ursache für den Beam Filling Effekt und die Unterschätzung des wahren mittleren Flüssigwasserpfades \overline{LWP} bei inhomogenen Wolken. II.: Nicht eindeutig umkehrbarer Zusammenhang zwischen Helligkeitstemperatur und Flüssigwasserpfad als Ursache für das Invertierungsproblem. ($\overline{LWP} = (LWP_1 + LWP_2)/2$).

¹Verwendung von 20000 Photonen pro Wolke

Bezüglich des BF-Problems bedeutet die Invertierungsungenauigkeit eines homogenen Algorithmus, daß der abgeleitete Flüssigwasserpfad LWP_{inh} einer inhomogenen Wolke (i) durch den BF-Effekt in der mittleren Helligkeitstemperatur $T_{B_{inh}}$ und (ii) durch den Invertierungsfehler des homogenen Algorithmus vom wahren Wert \overline{LWP} abweicht. Es stellt sich die Frage, ob der BF-Fehler die Differenz zum wahren Mittelwert (\overline{LWP}) ist oder die Differenz zu dem Wert, der unter Annahme einer homogenen Wolke abgeleitet wird (LWP_{hom}).

Rein physikalisch gesehen ist der BF-Fehler die Differenz

$$BF_{ACG} = ACG^{hom}(\overline{T}_{B_{inh}}) - ACG^{hom}(T_{B_{hom}}) = LWP_{inh} - LWP_{hom}, \quad (5.1)$$

da bei zunehmender Homogenität — LWP_1 und LWP_2 in Abb. 5.1 nähern sich von beiden Seiten an \overline{LWP} — der BF-Effekt in der Helligkeitstemperatur verschwindet und folglich der BF-Fehler Null werden muß.

Von der messenden und beobachtenden Seite aus betrachtet, wäre es sinnvoll, die Differenz zwischen LWP_{inh} und \overline{LWP} BF-Fehler zu nennen, da nicht die Unterschätzung des LWP $T_{B_{hom}}$ einer hypothetisch homogenen Wolke interessiert, sondern die Unterschätzung des aktuellen Mittelwertes \overline{LWP} .

Um dem Konflikt einer Doppeldefinition zu umgehen, wird im Falle des Vergleichs mit dem wahren Mittelwert von einer LWP-Unterschätzung gesprochen, die eine Unterschätzung durch BF-Effekte, d.h. durch Wolkeninhomogenität, und einen zufälligen Invertierungsfehler des homogenen Algorithmus enthält.

Im zweiten Abschnitt dieses Kapitels werden die Auswirkungen inhomogener Wolken auf die Anwendung homogener Algorithmen überwiegend als LWP-Unterschätzungen dargestellt.

Die Differenz der beiden möglichen BF-Fehler-Definitionen

$$LWP_{inh} - LWP_{hom} - (LWP_{inh} - \overline{LWP}) = \overline{LWP} - LWP_{hom} \quad (5.2)$$

ist gleich dem zufälligen Invertierungsfehler des homogenen Algorithmus und reduziert sich demnach bei Mittelung sehr stark. Insofern wird die Definition bei Mittelung von BF-Fehlern — z.B. im gesamten GESIMA-Modellgebiet — unerheblich; was bleibt ist, die systematische Unterschätzung des mittleren Flüssigwasserpades. Diese systematische Unterschätzung wird *systematischer BF-Fehler* genannt.

5.2 Auswirkungen von Wolkeninhomogenitäten

Um die Auswirkungen bei Eingabe von inhomogenen Helligkeitstemperaturen zu untersuchen, wird der Algorithmus für homogene Wolken mit zwei verborgenen Neuronen ausgewählt (Abschnitt 4.2). Es wird bewußt auf diesen homogenen Algorithmus mit zwei Neuronen zurückgegriffen, obwohl er nicht den bestmöglichen darstellt (Abb. 4.1), weil er einen Kompromiß zwischen einer recht guten Retrievalqualität (für homogene Wolken) und einer geringen Komplexität des Algorithmus darstellt. Insbesondere der Anspruch, die LWP-Unterschätzung in Algorithmen auf BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen zurückzuführen, verlangt einen einfachen Algorithmus. So werden beispielsweise bei Verwendung des homogenen Algorithmus mit 10 Neuronen auch starke LWP-Unterschätzungen bei Eingabe von inhomogenen Helligkeitstemperaturen festgestellt, jedoch sind diese

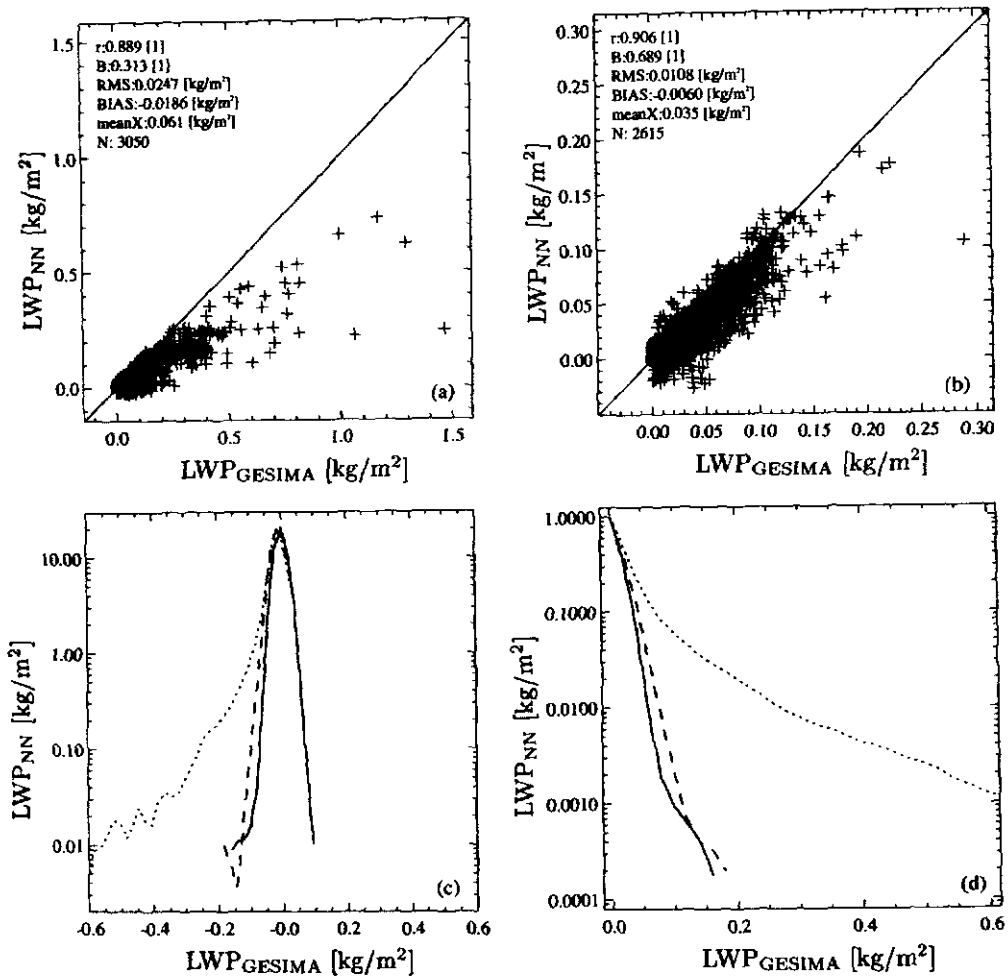


Abbildung 5.2: Ableitung des Flüssigwasserpfades inhomogener Wolken mit einem für homogene Wolken entwickelten NN-Algorithmus. In (a) alle Datenpunkte des Gesamtdatensatzes bei einer Abtastung von 25 Radiometerblickfeldern pro Modellgebiet und in (b) Ausblendung von regnenden Wolken ($RR > 0.3$ mm/h) (die unterschiedlichen Achsen sind zu beachten). Häufigkeitsverteilung (c) und kumulative Häufigkeitsverteilung (d) des Retrievalfehlers bei homogenen TBs (—), inhomogenen TBs (···) und nicht-regnenden Wolken (– –) (geglättet mit einer Fensterbreite von 0.02 kg/m²).

LWP-Unterschätzungen nicht so gut mit dem Auftreten von BF-Effekten und somit mit der Inhomogenität korreliert.

Die Untersuchungen beruhen auf dem Gesamtdatensatz bei einer Abtastung von 25 Radiometerblickfeldern pro Modellgebiet, was der SSM/I Abtastung entspricht. Somit ergeben sich statt 12200 Realisierungen nur noch 3050.

Die Unterschätzung des Flüssigwasserpfades inhomogener Wolken, wenn die dazugehörigen inhomogenen Helligkeitstemperaturen zum Retrieval benutzt werden, wird in Abb. 5.2a deutlich. Alle Realisierungen liegen unterhalb der 1:1 Geraden. Der systematische BF-Fehler bei Mittelung über alle Realisierungen beträgt 0.0186 kg/m²; er schrumpft

auf 0.0060 kg/m^2 zusammen, wenn regnende Wolken ausgeschlossen werden (Abb. 5.2b). Als nicht-regnend sind hier solche Wolken definiert, die Regenraten von $<0.3 \text{ mm/h}$ aufweisen. Dieser Wert ist in Anlehnung an Ferraro [1997] festgesetzt worden, der davon ausgeht, daß nur Regenraten von $>0.3 \text{ mm/h}$ mit dem SSM/I erkannt werden können. Die berechneten systematischen Unterschätzungen durch BF-Effekte sind in Übereinstimmung mit früheren Ergebnissen, die ebenfalls mit GESIMA-Wolken berechnet wurden [v. Bremen et al., 2000]. Unter Verwendung eines von Weng und Grody [1994] entwickelten LWP-Algorithmus für homogene Wolken ergibt sich eine systematische LWP-Unterschätzung für regnende Wolken von 0.0151 kg/m^2 und 0.0042 kg/m^2 für nicht-regnende Wolken.

Die LWP-Unterschätzung bei nicht-regnenden Wolken ist wesentlich geringer. Der Grund dafür liegt darin, daß beim Nicht-Vorhandensein von Regengebieten keine großen Inhomogenitäten des LWP ($\gg 0.2 \text{ kg/m}^2$) auftreten (Abb. 5.3b) und somit die maximale LWP-Unterschätzung höchstens 0.1 kg/m^2 erreicht². Bei kleinen Inhomogenitäten treten auch nur kleine BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen auf (Abb. 3.22). Starke LWP-Unterschätzungen bis zu 1.2 kg/m^2 werden nur bei sehr großen Inhomogenitäten beobachtet (Abb. 5.3a), die wiederum nur bei regnenden Wolken anzutreffen sind.

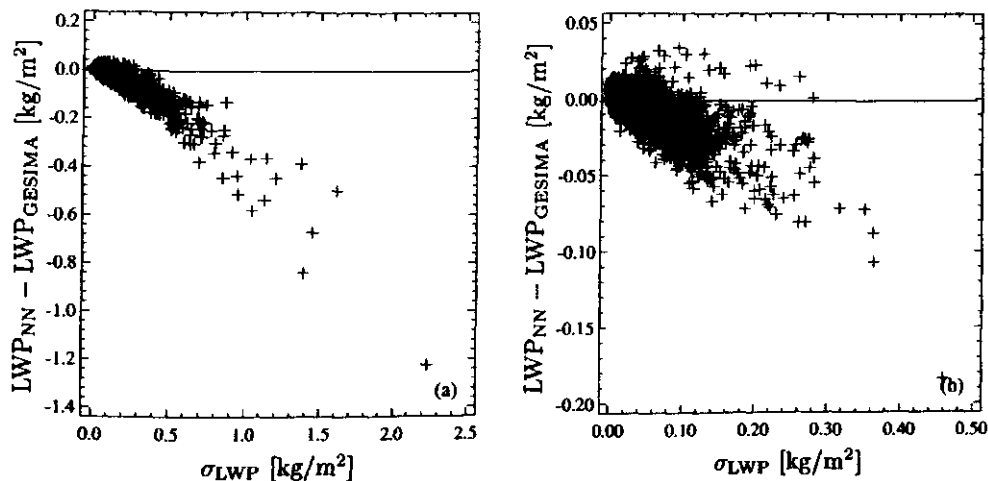


Abbildung 5.3: Unterschätzung des wahren Flüssigwasserpfades durch Beam Filling Effekte (Anwendung von Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken in einem für homogene Wolken entwickelten Algorithmus) in Abhängigkeit der Inhomogenität (Standardabweichung) des Flüssigwasserpfades σ_{LWP} (a) bei allen Wolken und (b) bei nicht-regnenden Wolken. Die unterschiedlichen Achsen sind zu beachten.

Dieses Ergebnis bedeutet allerdings nicht zwangsläufig, daß Wolkenwasser weniger stark zu BF-Effekten führt als Regenwasser. Diese Frage kann leider mit den durchgeführten Simulationen nicht beantwortet werden, da Wolken- und Regenwasser immer zusammengefaßt als Flüssigwasser betrachtet werden. Da jedoch Regentropfen einen wesentlich größeren Absorptionskoeffizienten als Wolkentröpfchen besitzen [Simmer, 1994][Abb. 3.10, 3.11], ist ihr Einfluß auf die optische Dicke und somit auf den entscheidenden Parameter in

² mit Ausnahme eines Ausreißers bei -0.18 kg/m^2

der BF-Gleichung (Gl. 3.15) wesentlich größer. Andererseits führt die Streuung an Regentropfen zu einem Absinken der effektiven Strahlungstemperatur $T_{A,eff}$ der Atmosphäre, was den BF-Effekt verkleinert. Insgesamt kann aber davon ausgegangen werden, daß die Sensitivität des BF-Effektes bezüglich des Regenwassers diejenige bezüglich des Wolkenwassers übersteigt. Dies ist aber nicht der primäre Grund, daß Regen(wasser) bei der Behandlung des BF-Problems die größere Bedeutung zukommt.

Mittlere Wolkenwasserpfade mit mehr als 0.4 kg/m^2 treten auf der Größenskala von Radiometerblickfeldern fast gar nicht auf. Regenwasser ist dahingegen in GESIMA-Wolken maximal dreimal so viel enthalten wie Wolkenwasser (Abb. 5.4a). Die Inhomogenität des Regenwasserpfades ist sogar maximal viermal größer als die des Wolkenwasserpfades (Abb. 5.4b), was durch die Maxima des Regenwasserpfades in Niederschlagsgebieten entsteht. Das bedeutet, daß Regenwasser (i) auf Grund seines potentiell höheren Mittelwertes eine entscheidende Rolle bei der Dämpfung von BF-Effekten spielt (Abb. 3.22), aber (ii) auch durch seine hohe Inhomogenität BF-Effekte überhaupt erst verursacht.

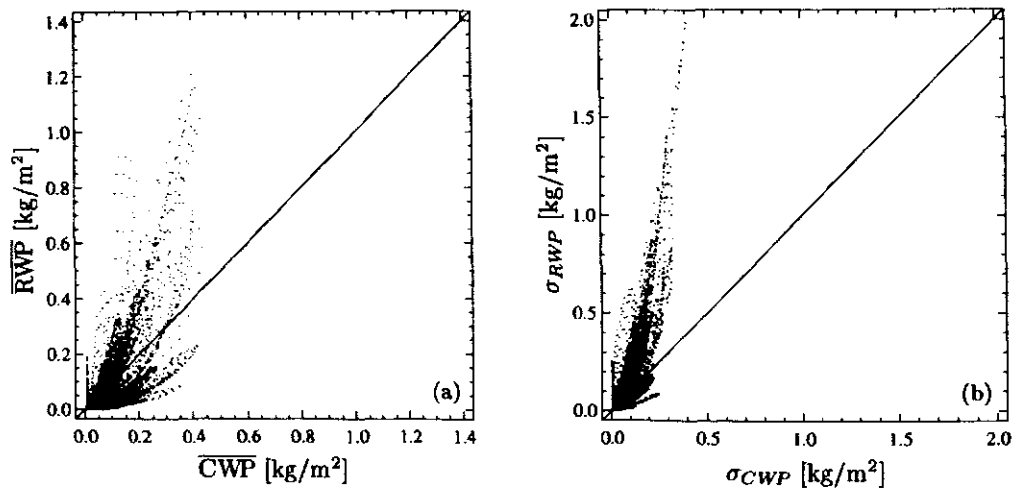


Abbildung 5.4: In (a) Regenwasserpfad (rain water path RWP) gegenüber dem Wolkenwasserpfad (cloud water path CWP) bei antennengewichteter Mittelung im 37 GHz Radiometerblickfeld (-13 dB). In (b) Inhomogenität (Standardabweichung) der beiden Größen innerhalb des Radiometerblickfeldes.

Die Ausblendung regnender Wolken soll zeigen, daß im Falle nicht-regnender Wolken BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen nur zu geringen Unterschätzungen führen, da die Inhomogenitäten klein sind. Allerdings erniedrigt sich der Mittelwert des LWP der betrachteten Wolken drastisch (0.035 kg/m^2). Die Aussage, daß nicht-regnende Wolken nur zu einer vergleichsweise sehr kleinen LWP-Unterschätzung führen, gilt erst einmal nur für GESIMA-Wolken, da möglicherweise in der Realität auch nicht-regnende Wolken mit einer wesentlich höheren Inhomogenität auftreten.

Die Häufigkeitsverteilung des Retrievalfehlers (Abb. 5.2c) verdeutlicht die starke Unterschätzung des LWP bei inhomogenen, regnenden Wolken. Auch bei nicht-regnenden Wolken ist die Verteilung erkennbar linkschief. Zur Referenz ist die Fehlerverteilung bei Anwendung der homogenen Helligkeitstemperaturen in dem benutzten homogenen Algorithmus eingezeichnet (durchgezogene Linie). In diesem Fall ist die Verteilung nicht schief, und

der systematische Fehler ist vernachlässigbar klein (ohne Abbildung). Der RMS beträgt 0.0084 kg/m^2 und bei Ausblendung regnender Wolken sogar nur 0.0052 kg/m^2 . Die großen Retrievalfehler bei Anwendung inhomogener TBs sind also nicht auf die mangelnde Qualität des (homogenen) Algorithmus zurückzuführen, da dieser mit den homogenen TBs, für die er entwickelt worden ist, gute Ergebnisse liefert. Der Grund liegt also vielmehr in den niedrigeren inhomogenen Helligkeitstemperaturen, die zur Unterschätzung des wahren LWP führen.

Im Falle homogener Wolken ist das Retrieval von regnenden Wolken sogar genauer möglich als das Retrieval von nicht-regnenden inhomogenen Wolken mit einem Algorithmus für homogene Wolken (Abb. 5.2c). Die Ableitung des LWP regnender inhomogener Wolken weist neben dem großen systematischen Fehler auch einen sehr großen zufälligen Algorithmusfehler auf ($\text{RMS}=0.0543 \text{ kg/m}^2$). Insofern würde die Kenntnis des systematischen Fehlers nur geringe Vorteile in der Genauigkeit liefern. Abb. 5.2d zeigt, daß in 1–2 % aller Fälle mit einem Fehler von 0.2 kg/m^2 zu rechnen ist. Dies wird so gut wie immer eine Unterschätzung sein, die auch bei Korrektur mit der systematischen Unterschätzung noch sehr groß sein kann.

Bei Mittelung der 25 Radiometerblickfelder, die im GESIMA-Modellgebiet liegen, wird der systematische BF-Fehler für jeden Wolkenzeitschritt ($N=122$) im GESIMA-Modell deutlich (Abb. 5.5a). Der mittlere systematische Fehler ($\text{BIAS}=-0.0181 \text{ kg/m}^2$) stimmt mit dem aus Abb. 5.2a nicht exakt überein, da in Abb. 5.5a der wahre Gebietsmittelwert aus GESIMA ($\overline{\text{LWP}}$) auf der Abszisse aufgetragen ist und in Abb. 5.2a die wahren Flüssigwasserpfade in den beobachteten Radiometerblickfeldern. Es zeigt sich, daß Unterschätzungen des Gebietsmittelwertes in zwei Zeitschritten von bis zu 0.2 kg/m^2 auftreten; diese Wolken besitzen eine sehr hohe mittlere Inhomogenität (0.8 kg/m^2) (Abb. 5.5b).

5.2.1 Abhängigkeit der LWP-Unterschätzung von Inhomogenität und mittlerem LWP

Auf Grund der starken Abhängigkeit des BF-Effektes vom mittleren LWP und dessen Inhomogenität (Abb. 3.22) ist auch zu erwarten, daß die resultierenden LWP-Unterschätzungen, wenn Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken in homogenen Algorithmen angewendet werden, auch von diesen beiden Größen abhängig sind. Abb. 5.6a zeigt die Konturlinien der LWP-Unterschätzung (im Gesamtdatensatz) bei Glättung mit der in Abschnitt 3.3.2 vorgestellten *Adaptive Kernel Estimation* Methode.

Die Unterschätzung des LWP nimmt stark mit der Inhomogenität zu, und der Gradient verstärkt sich sogar noch bei hohen Inhomogenitäten ($>1.0 \text{ kg/m}^2$). Überall wird der Retrievalfehler auch mit zunehmendem mittleren LWP größer. Dies ist konform mit dem zunehmenden BF-Effekt in den Helligkeitstemperaturen im 19 und 22 GHz Kanal (Abb. 3.29) bei zunehmendem LWP. Die Abnahme des BF-Effektes bei 37 GHz bei hohen LWPs ($> 0.8 \text{ kg/m}^2$) äußert sich im Retrievalfehler des Algorithmus zwar nicht durch eine Abnahme der LWP-Unterschätzung mit zunehmendem LWP, jedoch wird an einigen Stellen (z.B. bei Inhomogenitäten um 0.4 kg/m^2 und 1.3 kg/m^2) die LWP-Unterschätzung weniger sensitive bezüglich des mittleren LWP, d.h. die Konturlinien verlaufen annähernd vertikal.

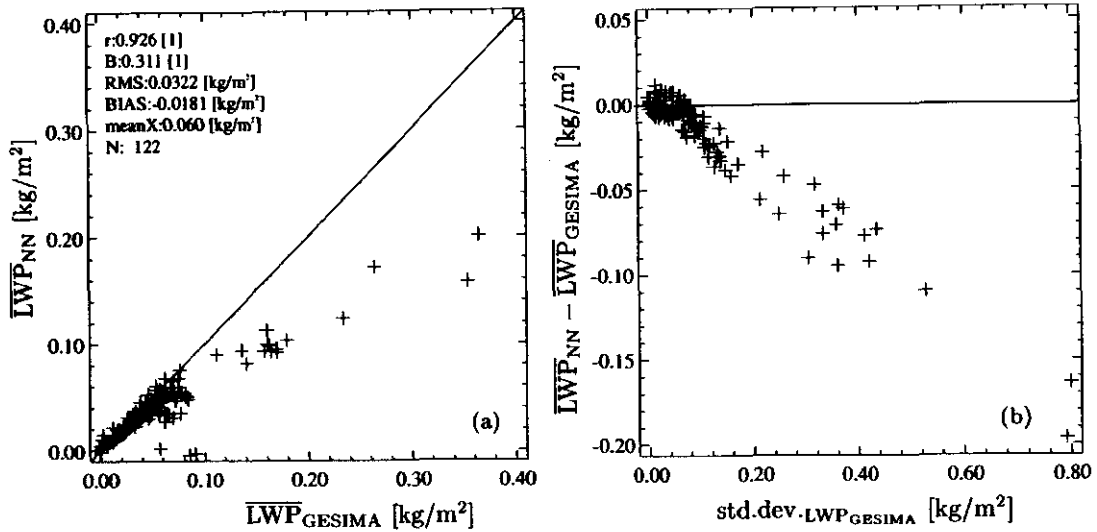


Abbildung 5.5: Systematischer Beam Filling Fehler bei Anwendung von Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken in einem für homogene Wolken entwickelten Algorithmus und Mittelung über das GESIMA-Modellgebiet. In (a) gegen den wahren Flüssigwasserpfad aus GESIMA und in (b) als systematische Unterschätzung des wahren LWP in Abhängigkeit der mittleren Inhomogenität des Flüssigwasserpfades (Standardabweichung im gesamten Modellgebiet $std.dev.LWP_{GESIMA}$) in GESIMA.

Bislang sind nur inhomogene Helligkeitstemperaturen, die auf den GESIMA-Wolken basieren (NBF-MODELL), verwendet worden. Als Nachteil entsteht dabei oftmals eine sehr geringe Besetzungsdichte für einzelne Kombinationen von Inhomogenität und mittlerem Flüssigwasserpfad. Diese Problematik verdeutlicht die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) der 12200 berücksichtigten Wolkenrealisierungen, die in Abb. 5.6a gepunktet eingezeichnet ist.

Um das Problem der geringen Besetzungsdichten und das Nichtvorhandensein von Kombinationen wie hoher Inhomogenität, bei gleichzeitig niedrigem mittlerem LWP zu umgehen, wird das in Abschnitt 3.2 entwickelte GICA-MODELL zur Berechnung der inhomogenen TBs unter Annahme eines gammaverteilten LWP bei allen Kombinationen von Inhomogenität und mittlerem LWP benutzt (Abb. 5.6c). Dabei ist zu beachten, daß bei mittleren Flüssigwasserpfaden, die größer als 1.3 kg/m² sind, der Geltungsbereich des homogenen Algorithmus überschritten wird, da — wie die PDF in Abb. 5.6a zeigt — hier keine Datenpunkte vorliegen. Aus diesem Grund ist dem eigentümlichen Verhalten des Algorithmus — der starke Krümmungswechsel bei hohem mittlerem LWP — keine physikalische Bedeutung zuzuordnen. Im Gültigkeitsbereich des Algorithmus besteht aber eine überaus große Übereinstimmung der Konturlinien in Verlauf und Betrag mit dem Ergebnis aus den GESIMA-Wolken (Abb. 5.6a). Insbesondere ist der Verlust an Sensitivität der LWP-Unterschätzung bezüglich des mittleren LWP (vertikale Konturlinien) deutlich ausgeprägt.

Zur Bestätigung, daß die gezeigten Strukturen der Konturlinien der LWP-Unterschätzung im Retrieval weitestgehend algorithmenunabhängig sind, werden die homogenen und inhomogenen TBs des GICA-MODELLS auch in einem von Weng und Grody [1994] entwickelten homogenen LWP-Algorithmus angewendet (Abb. 5.6e). An vereinzelten Stellen

ergeben sich hier algorithmenspezifische Probleme, wie z.B. die starke Konvergenz der Konturlinien bei sehr kleinen Inhomogenitäten oder die starken Knicke in den Kontur-

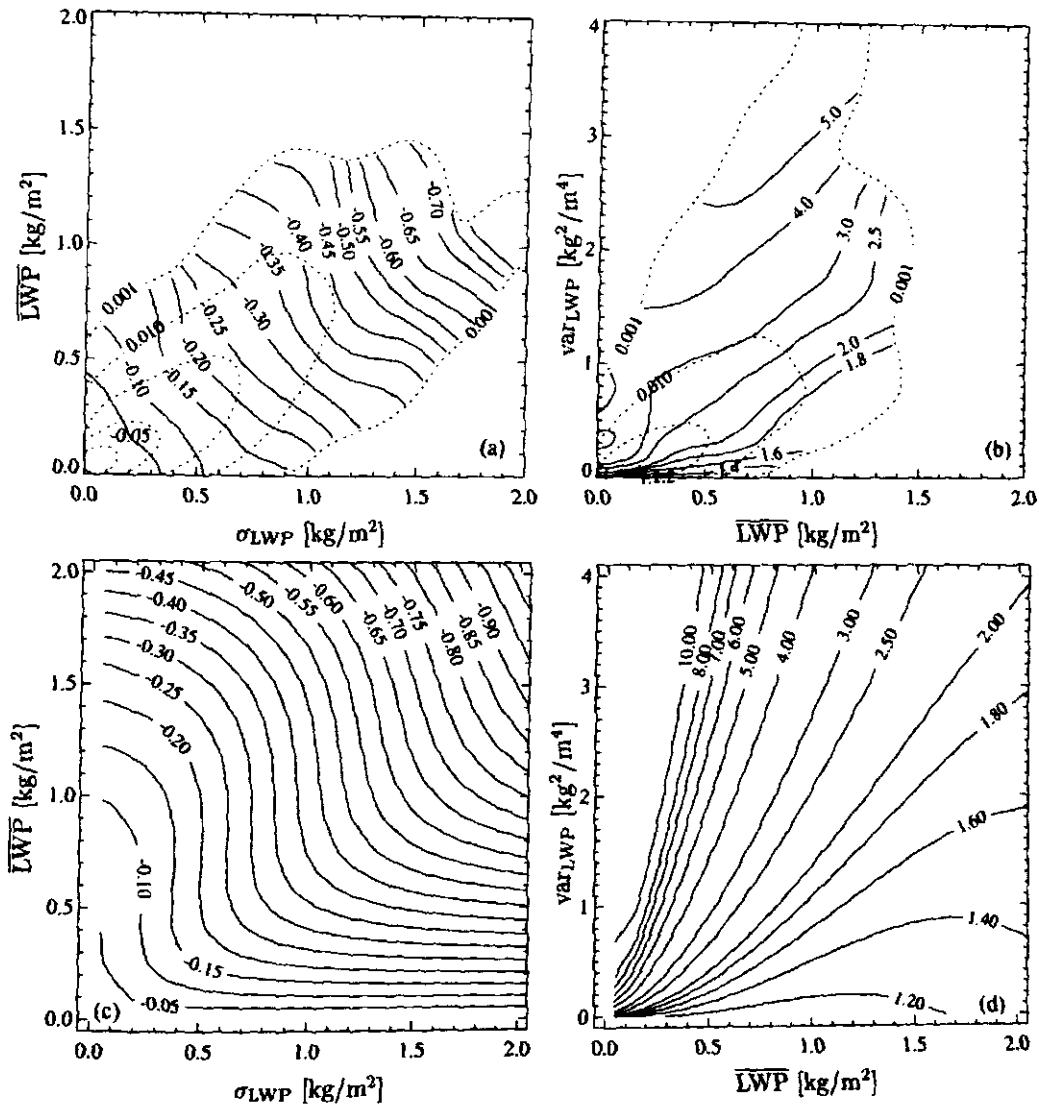
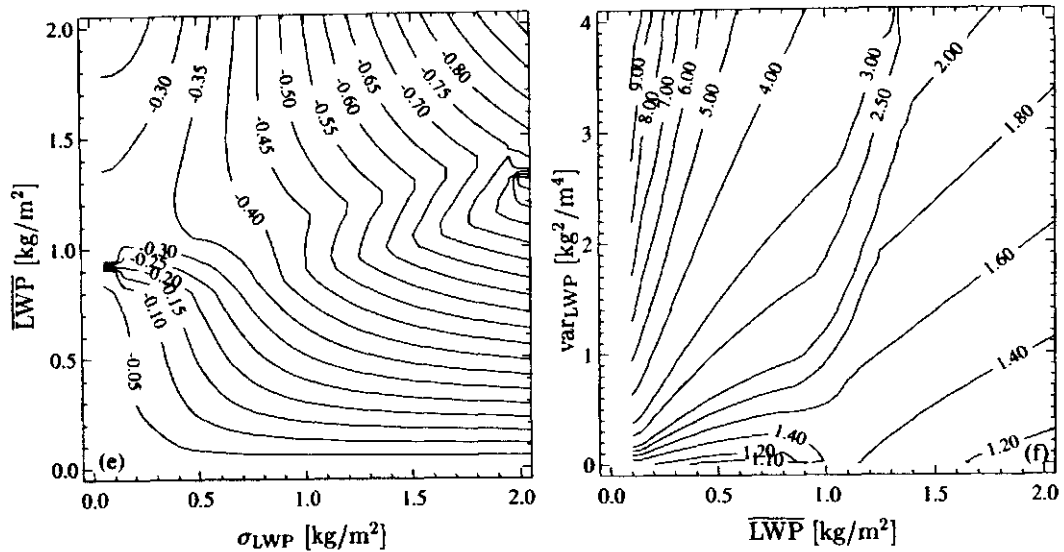


Abbildung 5.6: Darstellung des Retrievalfehlers bei Anwendung von inhomogenen Helligkeitstemperaturen in einem für homogene Wolken abgeleiteten LWP-Algorithmus (in (a-d) NN-Algorithmus aus Abschnitt 4.2 und in (e,f) Algorithmus nach Weng und Grody [1994]). In (a,c,e) als Differenz zum wahren Flüssigwasserpfad in Abhängigkeit des mittleren LWP (vertikale Achse) und der Standardabweichung (Inhomogenität) (horizontale Achse). In (b,d,f) Korrekturfaktor, um den wahren Wert zu erhalten in Abhängigkeit der Varianz des LWP (vertikale Achse) und des mittleren LWP (horizontale Achse). Die inhomogenen Helligkeitstemperaturen sind in (a,b) für GESIMA-Wolken mit dem NBF-MODELL und in (c-f) mit dem GICA-MODELL berechnet. In (a,b) ist die PDF der Wolkenverteilung aus GESIMA gepunktet dargestellt (Konturlinienabstand: Faktor 10).



Fortsetzung von Abbildung 5.6

linien bei hohen Inhomogenitäten und $\overline{LWP} > 0.9 \text{ kg/m}^2$. Im großen und ganzen ist der Verlauf der Konturlinien sehr ähnlich wie beim NN-Algorithmus (in dessen Gültigkeitsbereich).

Eine andere Darstellungsmöglichkeit des Retrievalfehlers eines Algorithmus durch BF-Effekte geben Short und North [1990] (Abb. 5.7). Sie zeichnen Konturlinien eines Korrekturfaktors, mit dem die abgeleitete Größe (bei Short und North: Regenrate) multipliziert werden muß, um auf den wahren Wert zu kommen in Abhängigkeit der Inhomogenität (Varianz) der Regenrate und der mittleren Regenrate. Maximale Korrekturen >4 sind nötig bei kleinen Regenraten mit einer hohen Inhomogenität. Die kleinsten Korrekturen sind angezeigt bei kleiner Inhomogenität und gleichzeitig hoher mittlerer Regenrate. Dieser Fall entspricht in etwa homogenen Regengebieten. Der mit „G“ in der Abbildung eingetragene Punkt markiert die mittlere Inhomogenität ($\sigma_{RR}^2 = 45 \text{ mm}^2/\text{h}$) der Regengebiete und deren mittlere Regenrate ($\overline{RR} = 3.9 \text{ mm/h}$), die in GATE Phase I beobachtet wurde. Der Korrekturfaktor von 2 an dieser Stelle ist in exzellenter Übereinstimmung mit der beobachteten Unterschätzung der mittleren Regenrate. Die beobachtete Unterschätzung beruht auf dem Vergleich von hochauflösenden schiffsgebundenen Radarmessungen und ESMR 5 Daten, die zum Regen-Retrieval verwendet wurden und nur eine halb so große Regenrate ergaben.

In dieser Studie sind keine NN-Algorithmen zur Ableitung der Regenrate entwickelt worden, so daß ein direkter Vergleich von Korrekturfaktoren nicht möglich ist. Bei Verwendung von Algorithmen zur Ableitung des Flüssigwasserpades sollte jedoch die Struktur der Konturlinien und die ungefähre Größe der Korrektur erhalten bleiben, zumal die Regenrate und der LWP sehr gut miteinander korreliert sind.

In Abb. 5.6b,d,e sind die für den Flüssigwasserpfad berechneten Korrekturfaktoren entsprechend dem Diagramm von Short und North [1990] dargestellt. Auch hier sind nur die

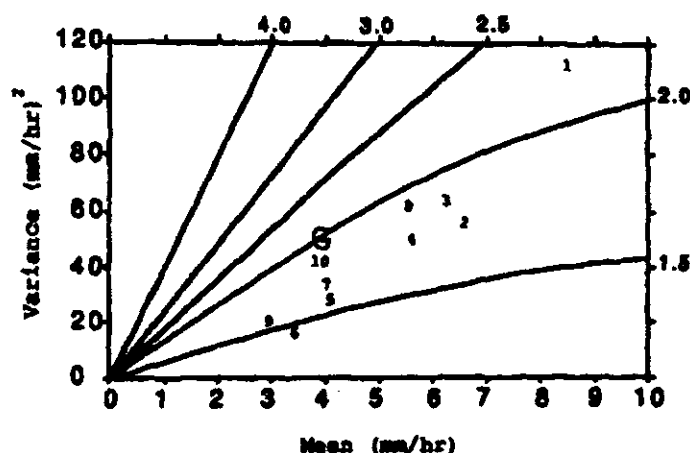


Abbildung 5.7: Darstellung des systematischen Retrievalfehlers durch Beam Filling Effekte als Korrekturfaktor, um die wahre Regenrate zu berechnen in Abhängigkeit der Varianz der Regenrate (vertikale Achse) und der mittleren Regenrate (horizontale Achse) unter der Annahme einer gammaverteilten Regenrate und eines auf 19 GHz basierenden Regen-Algorithmus (aus Short und North, [1990]).

Bereiche relevant mit einem mittleren LWP von weniger als 1.3 kg/m^2 , um den Gültigkeitsbereich des homogenen Algorithmus nicht zu verlassen. Ausgenommen ist hier Abb. 5.6f, wo der LWP-Algorithmus von Weng und Grody [1994] angewendet wird.

Alle drei Abbildungen (Abb. 5.6b,d,e) zeigen — in guter Übereinstimmung mit Short und North [1990] —, daß die größten Korrekturen bei hohen Inhomogenitäten verbunden mit kleinen mittleren Flüssigwasserpfechten durchgeführt werden müssen. Die extrem hohen Korrekturfaktoren von bis zu 10 im GICA-MODELL (Abb. 5.6d,f) treten weder bei GESIMA-Wolken (Abb. 5.6b) auf, da diese Kombination von hoher Inhomogenität und kleinem LWP nicht erreicht wird, noch im Modell von Short und North [1990]. Allerdings ist aus Abb. 5.7 auch nicht ersichtlich, wie groß die Korrekturfaktoren bei sehr kleinen Regenraten und sehr großen Inhomogenitäten werden. Diese Kombinationen treten möglicherweise in der Realität auch gar nicht auf. Jedenfalls markieren die kleinen Zahlen in der Abbildung von Short und North [1990] die zehn regenreichsten in der Studie berücksichtigten Regenszenen während GATE Phase I, und diese zeigen keine extremen Kombinationen von Inhomogenität und Mittelwert der Regenrate.

Wie bereits bei der absoluten Korrektur der LWP-Unterschätzung (Abb. 5.6c,e) ist auch die Übereinstimmung bei der relativen Korrektur über den Korrekturfaktor zwischen den beiden LWP-Algorithmen (Abb. 5.6d,f) sehr gut. Die Übereinstimmung zwischen Abb. 5.6b und d ist dagegen weniger gut; sie muß aber auch relativiert betrachtet werden. Angesichts der unterschiedlichen Berechnung der inhomogenen TBs (aus GESIMA-Wolken (NBF-MODELL) bzw. mit dem GICA-MODELL) und deren Unterschiede (Abb. 3.30 und 3.31) ist es nicht verwunderlich, daß sich auch bei den Korrekturfaktoren Differenzen ergeben. Zudem besitzen die mit der *Adaptive Kernel Estimation* Methode berechneten Konturlinien in Abb. 5.6b eine gewisse Unsicherheit in Bezug auf die teilweise spärliche Realisierungsdichte.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Ableitung des Flüssigwasserpfad es inhomogener Wolken mit großen systematischen BF-Fehlern einhergeht, wenn die Algorithmen, die für homogene Wolken entwickelt wurden, angewendet werden. Die zur Korrektur nötigen Faktoren weisen eine qualitativ ähnliche Abhängigkeit von der Inhomogenität und dem mittleren LWP auf, so wie es Short und North [1990] für die Regenrate berechnet haben. Die Güte der berechneten Korrekturfaktoren bzw. die Qualität des Retrievals bei Anwendung der Korrekturfaktoren ist bewußt nicht überprüft worden, da sie keinesfalls zur Anwendung empfohlen werden. Sie sollen ausschließlich qualitativ die Fehlerquelle bei Anwendung homogener Algorithmen für inhomogene Wolken verdeutlichen. In diesem Zusammenhang sei auch auf die Grundvoraussetzung zur Anwendung solcher (einfachen) Korrekturfaktoren hingewiesen. Die Inhomogenität muß „hinreichend“ genau bekannt sein, um die Korrekturfaktoren gewinnbringend einsetzen zu können. In Abschnitt 6.1 wird die geforderte Genauigkeit der Inhomogenitätskenntnis berechnet, die für eine explizite Korrektur der inhomogenen Helligkeitstemperaturen zur Anwendung in homogenen Algorithmen mindestens nötig ist, um die Retrievalqualität gegenüber einem inhomogenen Algorithmus (ohne Inhomogenitätsinformation) zu verbessern. Da diese Analyse mit sehr weitreichenden Idealisierungen gemacht wird, kann davon ausgegangen werden, daß für die Anwendung von Korrekturfaktoren die Inhomogenität noch genauer bekannt sein muß, um das Retrieval gegenüber inhomogenen Algorithmen zu verbessern.

Kapitel 6

Direkte Korrektur von Beam Filling Effekten

In Kapitel 4 hat sich gezeigt, daß der Flüssigwasserpfad (LWP) von inhomogenen Wolken mit einem dafür entwickelten (inhomogenen) Algorithmus (Abschnitt 4.3) nur ungenauer abgeleitet werden kann als der LWP von homogenen Wolken mit einem dafür entwickelten (homogenen) Algorithmus (Abschnitt 4.2) (Abb. 4.11). Es kommt bei inhomogenen Wolken zwar zu keinem systematischen Fehler (Abb. 4.8), jedoch entsteht ein zusätzlicher zufälliger Algorithmusfehler gegenüber homogenen Algorithmen. Ein Großteil dieses zusätzlichen zufälligen Algorithmusfehlers ist auf die unterschiedliche Auflösung der inhomogenen Helligkeitstemperaturen zurückzuführen, da die Annahme einer konstanten Auflösung für alle Kanäle zu einer wesentlichen Verbesserung führt (Abb. 4.11, Abb. 4.9b,e,f). Es verbleibt ein geringer, zufälliger zusätzlicher Algorithmusfehler, der durch *beam filling* (BF) Effekte in den Helligkeitstemperaturen (TBs) entsteht, die der NN-Algorithmus bei seiner „indirekten“ BF-Korrektur (vgl. Abschnitt 4.3) nicht korrekt berücksichtigt.

In diesem Kapitel wird untersucht, ob dieser zufällige Algorithmusfehler reduziert werden kann, wenn die aktuelle Inhomogenität bekannt ist und somit BF-Effekte direkt korrigiert werden können.

Im ersten Abschnitt wird eine theoretische Betrachtung durchgeführt, um zu verdeutlichen, wie schwierig die direkte Korrektur von BF-Effekten ist. Der zweite Abschnitt widmet sich speziell dem SSM/I zu. Es wird versucht, dem Neuronalen Netz Zusatzinformation über die Inhomogenität einzugeben, damit BF-Effekte direkt erkannt und entsprechend korrigiert werden können.

Bei beiden Untersuchungen werden die Wolkenrealisierungen im Testdatensatz benutzt.

6.1 Explizite Korrektur

Alle Probleme durch BF-Effekte wären gelöst, wenn es möglich wäre, jede gemessene Helligkeitstemperatur einer inhomogenen Wolke in die Helligkeitstemperaturen einer äquivalenten homogenen Wolke (mit gleichem Flüssigwasserpfad) zu transformieren. Dazu müßte der BF-Effekt BF von der inhomogenen TB subtrahiert werden (vgl. Gl. 1.1)

$$T_{B_{\text{hom}}} = \bar{T}_{B_{\text{inh}}} - BF, \quad (6.1)$$

so daß der bessere homogene Algorithmus angewendet werden kann. Diese explizite Korrektur von BF-Effekten stellt in gewissem Sinne ein Modell dar, so daß im Folgenden von einem BF-KORREKTUR-MODELL gesprochen wird.

An Hand eines solchen BF-KORREKTUR-MODELLS wird der Frage nachgegangen, unter welchen Voraussetzungen und Bedingungen eine explizite Korrektur von BF-Effekten möglich ist. Dabei werden in Abschnitt 6.1.2 zwei wesentliche Idealisierungen gemacht, so daß davon ausgegangen werden kann, daß es sich bei den gezeigten Ergebnissen, um den Ideal-fall ('best-case') einer expliziten BF-Korrektur handelt. D.h. in der Realität ist immer mit einem schlechteren Erfolg der BF-Korrektur von aktuellen BF-Effekten zu rechnen.

6.1.1 Modell mit nicht-optimaler BF-Korrektur

Die Schwierigkeit besteht darin, die Größe des BF-Effektes BF möglichst korrekt zu bestimmen. Hier können die Ergebnisse der BF-Modelle aus Kapitel 3 angewendet werden. Es hat sich gezeigt, daß mit dem GICA-MODELL der BF-Effekt gut in Abhängigkeit des mittleren LWP und dessen Standardabweichung (Inhomogenität) σ_{LWP} darstellbar ist (Abb. 3.22) und relativ gut mit dem BF-Effekt übereinstimmt, der direkt aus den GESIMA-Wolken berechnet worden ist (NBF-MODELL), wobei Schnee und Wolkeneis nicht berücksichtigt worden sind.

Der dem GICA-MODELL entnommene BF-Effekt (Abb. 3.22) bei bekanntem Mittelwert des LWP und bekannter Wolkeninhomogenität kann als BF-Korrektur von der inhomogenen TB subtrahiert werden, so daß der homogene Algorithmus angewendet werden kann. Dabei muß beachtet werden, daß die dem GICA-MODELL entnommene BF-Korrektur BF^{GICA} nicht exakt dem wahren BF-Effekt entspricht, der bei einer konkreten Realisierung im NBF-MODELL aufgetreten ist. Die Streudiagramme in Abb. 3.30 und 3.31 zeigen, daß das GICA-MODELL nur eine nicht – optimale BF-Korrektur liefern kann.

Um die BF-Korrektur mit dem GICA-MODELL konkret durchzuführen, müßte (i) der BF-Effekt (BF-Korrektur) für verschiedene Wasserdampfgehalte berechnet werden, da der BF-Effekt stark wasserdampfabhängig ist (Abb. 3.8). Außerdem müßte (ii) die Abhängigkeit des BF-Effektes bzw. der BF-Korrektur vom Vertikalprofil der Hydrometeorverteilung und vom Temperaturprofil detailliert untersucht werden. In Abschnitt 3.5 ist die Struktur beider Vertikalprofile nicht variiert worden, so daß über die Auswirkungen unterschiedlicher Vertikalprofile auf den BF-Effekt bisher wenig bekannt ist.

Eine weitere Tatsache, durch die die BF-Korrektur negativ beeinflusst wird und der bei dieser Analyse die entscheidende Bedeutung zukommt, ist, daß die BF-Korrektur wie der BF-Effekt vom mittleren Flüssigwasserpfad und dessen Inhomogenität abhängig ist. Diese beiden Größen sind jedoch im Grunde nicht bekannt. Angenommen, sie können irgendwie bestimmt bzw. geschätzt werden, dann wird dies niemals exakt möglich sein, so daß es immer einen zufälligen Fehler $\delta \overline{LWP}$ und $\delta \sigma_{LWP}$ in der Kenntnis dieser beiden Größen gibt. Dieser zufällige Fehler (Schätzfehler) überträgt sich mittels der Gradienten des BF-Effektes bezüglich des mittleren LWP und der Inhomogenität auf die BF-Korrektur, die nun einen Fehler

$$\delta BF^{GICA} = \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial \sigma_{LWP}} \delta \sigma_{LWP} + \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial \overline{LWP}} \delta \overline{LWP}$$

aufweist. Die beiden Sensitivitäten (Gradienten) des BF-Effektes können dabei aus dem GICA-MODELL berechnet werden. Die gesuchte homogene TB enthält nun also einen Fehler durch die nicht-optimale BF-Korrektur BF^{GICA} und durch die Ungenauigkeit in der Inhomogenitätskenntnis (und des mittleren LWP), mit der die BF-Korrektur durchgeführt werden kann, so daß es sich nur noch um die approximierte homogene Helligkeitstemperatur

$$\hat{T}_{B_{hom}} = \bar{T}_{B_{inh}} - BF^{GICA} + \delta BF^{GICA} \quad (6.2)$$

$$= \bar{T}_{B_{inh}} - BF^{GICA} + \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial \sigma_{LWP}} \delta \sigma_{LWP} + \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial LWP} \delta LWP \quad (6.3)$$

handelt. Es kann also nicht entschieden werden, ob die bei Anwendung eines homogenen Algorithmus resultierenden Retrievalfehler durch die nicht-optimale BF-Korrektur oder durch die Unsicherheit in der geschätzten Inhomogenität und/oder des mittleren LWP entstanden sind.

Um abzuschätzen, wie genau die Inhomogenität und/oder der mittlere LWP mindestens bekannt sein muß, damit mit der expliziten BF-Korrektur eine Retrievalverbesserung zu erwarten ist, wird die nicht-optimale BF-Korrektur als Fehlerquelle für die approximierte homogene Helligkeitstemperatur $\hat{T}_{B_{hom}}$ ausgeschlossen.

6.1.2 Modell mit optimaler BF-Korrektur

Die BF-Korrektur wird nun nicht aus dem GICA-MODELL entnommen, sondern wird durch eine optimale BF-Korrektur ersetzt (1. Idealisierung). Die optimale BF-Korrektur (BF^{opt}) ist nichts anderes als der aktuell aufgetretene BF-Effekt. Dieser ist für jede Realisierung aus dem NBF-MODELL bekannt.

Zur Berechnung des Fehlers δBF^{opt} , mit dem diese BF-Korrektur angewendet werden kann, wird angenommen, daß die Sensitivität des BF-Effektes bezüglich des mittleren LWP und dessen Standardabweichung aus dem GICA-MODELL auch für die optimale BF-Korrektur gilt:

$$\frac{\partial BF^{opt}}{\partial \sigma_{LWP}} \approx \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial \sigma_{LWP}} \quad (6.4)$$

$$\frac{\partial BF^{opt}}{\partial LWP} \approx \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial LWP} \quad (6.5)$$

Möglicherweise wird die Sensitivität des BF-Effektes bezüglich des mittleren LWP und dessen Standardabweichung im GICA-MODELL sogar unterschätzt. Im GICA-MODELL ist nämlich mit einem Wasserdampfgehalt von 33.1 kg/m^2 gerechnet worden und so gut wie alle Wolken im Testdatensatz besitzen einen niedrigeren Wasserdampfgehalt. Da ein niedrigerer Wasserdampfgehalt größere BF-Effekte und somit eine stärkere Sensitivität bedeutet (vgl. Drängung der Konturlinien in Abb. 3.8), ist die eigentliche Sensitivität im Testdatensatz größer als hier angenommen (2. Idealisierung). Daraus folgt, daß der hier verwendete Fehler in der BF-Korrektur δBF^{GICA} kleiner ist als der eigentlich zu verwendende Fehler δBF^{opt} .

Die approximierte homogene TB mit Fehler durch die Schätzung der Inhomogenität und des mittleren LWP bei optimaler BF-Korrektur

$$\tilde{T}_{B_{hom}} = \bar{T}_B - BF^{opt} + \delta BF^{GICA} \quad (6.6)$$

$$= \bar{T}_B - BF^{opt} + \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial \sigma_{LWP}} \delta \sigma_{LWP} + \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial \overline{LWP}} \delta \overline{LWP} \quad (6.7)$$

ist nichts anderes als die verrauschte homogene TB selbst:

$$\tilde{T}_{B_{hom}} = T_{B_{hom}} + \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial \sigma_{LWP}} \delta \sigma_{LWP} + \frac{\partial BF^{GICA}}{\partial \overline{LWP}} \delta \overline{LWP} \quad (6.8)$$

mit $T_{B_{hom}} = \bar{T}_{B_{inh}} - BF^{opt}$.

Die aktuellen Fehler in der Schätzung der Inhomogenität $\delta \sigma_{LWP}$ und des mittleren Flüssigwasserpades $\delta \overline{LWP}$ wird durch normalverteiltes Rauschen realisiert. Eine generelle Erhöhung der Unsicherheit bzw. des Fehlers in der Inhomogenitätsschätzung und des mittleren LWP wird durch die Erhöhung der Breite (Standardabweichung) des normalverteilten Rauschens simuliert.

Als Algorithmus wird der beste homogene Algorithmus mit 8 verborgenen Neuronen ausgewählt (Abb.4.4). Die homogenen Helligkeitstemperaturen und die wahren Flüssigwasserpfade stammen aus dem Testdatensatz.

Ergebnisse

Der sich ergebende Retrievalfehler (RMS-Differenz) bei Verrauschen der homogenen TBs in Abhängigkeit der Standardabweichung der mittleren Schätzungenauigkeit wird als Konturliniendiagramm dargestellt (Abb. 6.1).

Es zeigt sich, daß Schätzungenauigkeiten im mittleren LWP die Retrievalqualität etwas weniger beeinträchtigen als der Fehler in der Inhomogenitätsschätzung (vgl. Konturlinienabstand). Dies ist auch zu erwarten, da die Sensitivität des BF-Effektes bezüglich des mittleren LWP auch kleiner ist als bezüglich der Inhomogenität (Abb. 3.22).

Die beiden markierten Konturlinien zeigen den Retrievalfehler im Testdatensatz bei inhomogenen Wolken mit konstanter (gepunktet) und mit unterschiedlicher (gestrichelt) Auflösung der einzelnen Radiometerkanäle bei Verwendung des entsprechenden inhomogenen Algorithmus.

Trotz einer optimalen BF-Korrektur zu homogenen TBs steigt der Retrievalfehler des homogenen Algorithmus von 0.0073 kg/m^2 (ohne Rauschen in der Korrektur) schnell auf Werte, die oberhalb der inhomogenen Algorithmen liegen. Soll die Qualität dieser inhomogenen Algorithmen übertroffen werden, so muß die Kombination der Schätzungenauigkeit des mittleren LWP und der Inhomogenität mindestens unterhalb der Konturlinie des entsprechenden inhomogenen Algorithmus liegen. Dies ist jedoch keine Gewähr, daß auch solch gute Ergebnisse erzielt werden können, sondern nur eine hinreichende Bedingung auf Grund der gemachten zwei Idealisierungen für diese Analyse.

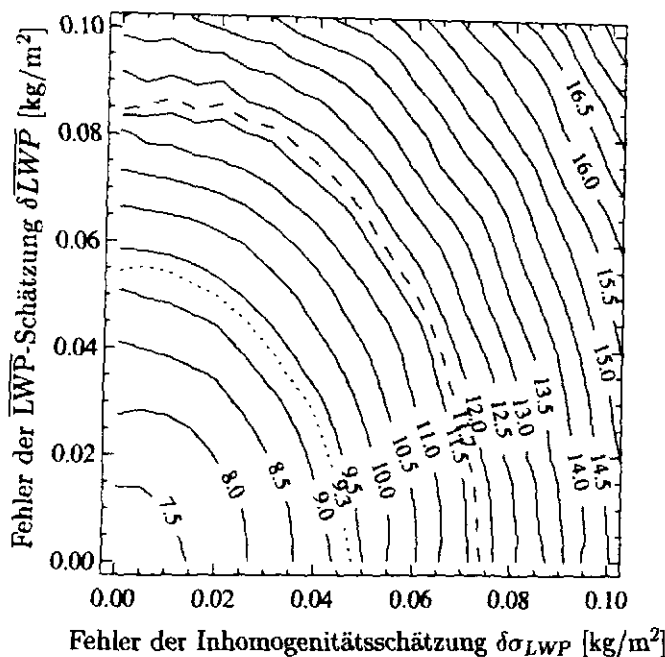


Abbildung 6.1: Konturlinien des LWP-Retrievalfehlers (RMS [g/m²]) im Testdatensatz bei fehlerbehafteter BF-Korrektur infolge der unsicheren Kenntnis des aktuellen mittleren Flüssigwasserpfeades (\overline{LWP}) und dessen Inhomogenität σ_{LWP} . Die Konturlinie (—) zeigt den Retrievalfehler des inhomogenen Algorithmus mit unterschiedlicher Auflösung und (...) mit konstanter Auflösung.

Diskussion

Das vorgeschlagene Modell mit optimaler BF-Korrektur bietet eine Möglichkeit festzustellen, mit welchem Retrievalfehler mindestens zu rechnen ist, wenn die Inhomogenität und/oder der mittlere LWP nur mit einer bestimmten Genauigkeit bekannt sind bzw. nur unsicher, d.h. fehlerbehaftet geschätzt werden können. Der Begriff „mindestens“ soll in diesem Zusammenhang ausdrücken, daß bei dem gezeigten BF-KORREKTUR-MODELL von starken Idealisierungen ausgegangen wird, die in der Realität nicht erfüllt werden. Aus diesem Grund werden die tatsächlich erzielbaren (minimalen) Algorithmusfehler immer größer sein. Dies bedeutet, daß, solange die Inhomogenität und der mittlere LWP nicht genauer geschätzt werden können, es grundsätzlich nicht erwartet werden kann, ein besseres Retrieval zu erhalten. Denn der BF-Effekt/die BF-Korrektur kann überhaupt nicht genauer quantifiziert und somit korrigiert werden.

Insofern kann es auch keinen anderen inhomogenen Algorithmus geben, der die fehlerbehaftete Information über die Inhomogenität und den mittleren LWP besser — im Sinne einer höheren Retrievalqualität — verarbeitet und zur Erkennung und Korrektur von zufälligen BF-Effekten nutzt.

Das entwickelte BF-KORREKTUR-MODELL ist im übrigen von den GESIMA-Wolken unabhängig und somit von den zuvor erwähnten Unwägbarkeiten bei der Benutzung von modellierten Wolken nicht betroffen, da die verwendeten Sensitivitäten des BF-Effektes bezüglich der Wolkeninhomogenität und des mittleren LWP mit dem entwickelten GICA-

MODELL berechnet worden sind. Erst wenn sich herausstellt, daß die Verteilung des LWP in Wolken keinesfalls mit einer Gammaverteilung beschrieben werden kann, müssen die berechneten Sensitivitäten angezweifelt werden. Denn dies würde bedeuten, daß die Darstellung des BF-Effektes in Abhängigkeit des mittleren LWP und dessen Standardabweichung ungerechtfertigt ist. Die gute Übereinstimmung der simulierten BF-Effekte im GICA- und NBF-MODELL gibt jedoch keinen berechtigten Anlaß, an der Qualität dieser Darstellung zu zweifeln.

Der Retrievalfehler (RMS) bei verrauschten homogenen Helligkeitstemperaturen ist selbstverständlich vom verwendeten Datensatz und somit den GESIMA-Wolken abhängig. Da jedoch dieser Datensatz auch bei der Entwicklung der inhomogenen Algorithmen benutzt wird, kompensiert sich diese Abhängigkeit von den GESIMA-Wolken. Somit sind die obigen Aussagen, daß mit einer gegebenen Unsicherheit in der Kenntnis der Inhomogenität und des mittleren Flüssigwasserpades ein bestimmter Retrievalfehler durch BF-Effekte nicht unterschritten werden kann, gerechtfertigt. Dabei ist jedoch dieser nicht zu unterschreitende Retrievalfehler vom verwendeten Datensatz abhängig, wie der Retrievalfehler jedes inhomogenen Algorithmus auch.

6.1.2.1 Genauigkeit der Inhomogenitätsschätzung

Obgleich die Auswirkungen auf die Retrievalqualität, die die Ungenauigkeit in der Inhomogenitätsschätzung mindestens haben wird, mit diesem Modell einfach bestimmbar sind und so z.B. entschieden werden kann, ob es theoretisch möglich ist, eine geforderte Retrievalgüte zu erreichen, so besteht weiterhin die Schwierigkeit, festzustellen, wie genau die Inhomogenität und/oder der mittlere LWP eigentlich bestimmbar bzw. schätzbar sind. Dafür kann im Rahmen dieser Arbeit keine Lösung gegeben werden, zumal die Möglichkeiten von einer Vielzahl von Faktoren abhängig sind:

- (i) Auflösung, Abtastrate und Frequenzbereich der zur Verfügung stehenden Kanäle, um die Inhomogenität und den mittleren LWP zu schätzen
- (ii) Ausnutzung von Synergieeffekten unterschiedlicher Sensoren
- (iii) Einbringung weiterer *a priori* Information (z.B. Skalenverhältnisse verschiedener Wolkentypen, Berücksichtigung der Klimatologie, geographische und topographische Effekte auf das Vorkommen einzelner Wolkentypen usw.)

Dem verwendeten Wolkendatensatz kommt eine zentrale Bedeutung bei der Bestimmung der Schätzgenauigkeit der Inhomogenität zu. Es ist wichtig, daß die Skalen der Wolkenstrukturen in einem realistischen Verhältnis zueinander stehen und daß der Wolkendatensatz als repräsentativ — zumindest für einen Wolkentyp — gelten kann. Insbesondere bei der Verwendung von simulierten Wolken muß sorgfältigst geprüft werden, inwieweit die Wolkeninhomogenität modelltypisch ist. Auf die GESIMA-Wolken bezogen, wäre hier z.B. der Einfluß der Auflösung des Wolkenmodells oder der Einfluß der Feuchtestörungen auf die ausgebildete Wolkeninhomogenität zu untersuchen und möglicherweise zu berücksichtigen.

6.2 BF-Korrektur beim SSM/I

Nach der in Abschnitt 6.1 durchgeführten Analyse, wie genau inhomogene Helligkeitstemperaturen korrigiert werden müßten, um Algorithmen für homogene Wolken ohne große zufällige BF-Fehler anwenden zu können, wird in diesem Abschnitt eine andere Variante der BF-Korrektur untersucht. Zur Ableitung des antennengewichteten Flüssigwasserpades von inhomogenen Wolken wird Information über die Wolkeninhomogenität direkt in einen NN-Algorithmus eingegeben. Dabei soll die Idee umgesetzt werden, aus den 85 GHz Helligkeitstemperaturen des höherauflösenden B-Scans des SSM/I Information über die Wolkeninhomogenität abzuleiten, so daß das Neuronale Netz BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen direkt berücksichtigen kann. Bei dieser Variante der BF-Korrektur übernimmt das NN die Aufgabe, mit eingegebener Inhomogenitätsinformation BF-Effekte direkt zu korrigieren.

Es kann gezeigt werden, daß die gegenüber dem A-Scan verdoppelte Samplingrate von 12.5 km (Abb. 2.9) zusammen mit der relativ scharfen Antennenfunktion (Abb. 2.8) theoretisch gute Voraussetzungen bietet, die Wolkeninhomogenität mit hoher Genauigkeit zu erfassen [v. Bremen *et al.*, 1999]. Probleme bereitet die Invertierung des 85 GHz Helligkeitstemperatursignals in den Flüssigwasserpfad.

6.2.1 Inhomogenitätsinformation im B-Scan

6.2.1.1 Schätzung der Inhomogenität aus der horizontalen LWP-Verteilung

Angenommen, es gelänge ohne Fehler den Flüssigwasserpfad aus den Helligkeitstemperaturen des B-Scans zu berechnen, so ergäbe sich ein Feld von Flüssigwasserpfeilen mit einem Abstand von 12.5 km. Dieses LWP-Feld wird LWP-Verteilung im B-Scan genannt und ist bei den GESIMA-Wolken einfach berechenbar, indem die Antennenfunktion des 85 GHz Kanals (-13 dB) entsprechend der Abtastung des B-Scans über dem Modellgebiet verschoben wird.

Um die Inhomogenität dieser LWP-Verteilung im B-Scan in einem größeren Gebiet (z.B. dem -13 dB Radiometerblickfeld des 37 GHz Kanals) zu beschreiben, ist es naheliegend, die Standardabweichung als Maß der Inhomogenität beizubehalten¹. Dabei werden 25 B-Scan LWP-Mittelwerte zur Berechnung herangezogen, die um einen Abtastpunkt des A-Scan gelagert sind. Die quadratische Differenz der Einzelwerte zum Mittelwert wird gemäß der Lage im 37 GHz Radiometerblickfeld (-13 dB) mit einem Gewicht w_i multipliziert, welches die Gewichtung durch die 37 GHz Antennenfunktion berücksichtigt. Dieses Maß der Wolkeninhomogenität auf der Skala von B-Scan Radiometerblickfeldern wird als Inhomogenitätsindex bezeichnet und ist durch

$$\sigma_{LWP} = \sum_{i=1}^{25} \sqrt{(LWP_i - \overline{LWP})^2 w_i} \quad (6.9)$$

gegeben. Die Gewichte w_i sind auf Eins normiert.

¹In Kapitel 3 wird die Wolkeninhomogenität ausschließlich über die Standardabweichung σ_{LWP} des LWP beschrieben.

Abb. 6.2 zeigt, daß dieser Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ in recht gutem Zusammenhang zur wahren Inhomogenität (Standardabweichung) des Flüssigwasserpades σ_{LWP} steht. Die Korrelation beträgt 0.963, so daß 93 % der Varianz der Inhomogenität σ_{LWP} mit dem Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ erklärt werden kann. Die Inhomogenität σ_{LWP} könnte also aus der hypothetischen Messung der B-Scan LWP-Verteilung bestimmt werden, d.h. geschätzt werden, da durch den verrauschten Zusammenhang zwischen $\hat{\sigma}_{LWP}$ und σ_{LWP} ein Fehler entsteht.

Da das gleiche Inhomogenitätsmaß (Standardabweichung) berechnet wird, sind die Verschlechterungen einzig auf die schlechtere Auflösungsmöglichkeit der Inhomogenität mit den B-Scan Radiometerblickfeldern zurückzuführen. Es ist erstaunlich, daß die Korrelation zwischen dem Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ und der Inhomogenität σ_{LWP} so gut ist, da in die Berechnung der Inhomogenität σ_{LWP} 1170 Gitterpunkte eingehen, in die Berechnung des Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ lediglich 25 Werte. Insbesondere ist die Korrelation aber von den Skalenverhältnissen der Wolken in GESIMA abhängig.

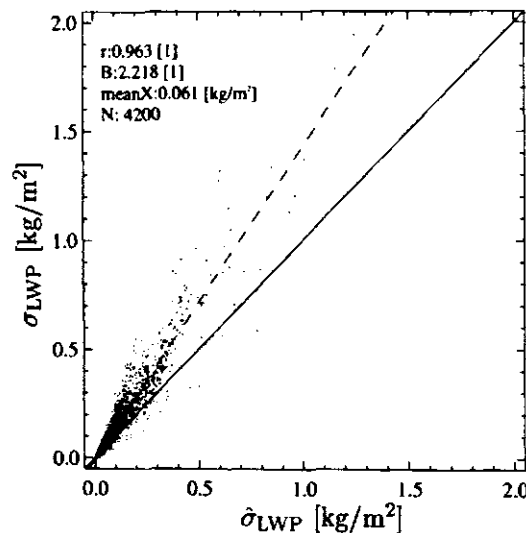


Abbildung 6.2: Zusammenhang zwischen der wahren Inhomogenität (Standardabweichung) σ_{LWP} des Flüssigwasserpades im 37 GHz Radiometerblickfeld (-13 dB) und dem Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ nach Gl. 6.9 (Regressionsgerade gestrichelt).

In einem ersten Test wird dieser Inhomogenitätsindex ($\hat{\sigma}_{LWP}$) als Idealfall der Inhomogenitätsinformation, die aus dem B-Scan zu erhalten ist, als Zusatzinformation für einen neu zu entwickelnden inhomogenen NN-Algorithmus angewendet. Es zeigt sich, wenn dem NN der Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ als Inhomogenitätsinformation eingegeben wird (Abb. 6.5), daß die Ableitung des Flüssigwasserpades deutlich gegenüber dem inhomogenen Algorithmus ohne Inhomogenitätsinformation verbessert werden kann. Die Lösungen der 100 NN-Realisierungen sind signifikant von denen ohne Inhomogenitätsinformation separiert ((0.5,0.96)-recurrent, 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit.)

Es ist also von großem Vorteil, dem NN möglichst genaue Information über die aktuelle Inhomogenität als Zusatzinformation zu geben, damit BF-Effekte durch Wolkeninhomogenität berücksichtigt werden. Theoretisch ist die Auflösung und das Sampling

des B-Scans ausreichend, um Inhomogenitätsinformation zur BF-Korrektur zu erhalten. Jedoch muß sich erst noch zeigen, ob dieser Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ der horizontalen LWP-Verteilung überhaupt aus den Helligkeitstemperaturen des B-Scan mit ausreichender Genauigkeit bestimmbar bzw. schätzbar ist.

6.2.1.2 Schätzung der Inhomogenität aus Helligkeitstemperaturen

Die Übertragung des LWP-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ auf die 85 GHz Helligkeitstemperaturen des B-Scans ($\hat{\sigma}_{85}$) ist entscheidend von der Eindeutigkeit der Relation zwischen Helligkeitstemperatur und dem mittleren Flüssigwasserpfad in einem B-Scan Radiometerblickfeld abhängig. Die Grundvoraussetzung für einen solchen Inhomogenitätsindex ist, daß die Helligkeitstemperaturen, aus denen er gebildet wird, einen monotonen Zusammenhang zum LWP besitzen. Denn nur so ist gewährleistet, daß sehr variable LWP-Werte auch einen hohen Helligkeitstemperatur-Indexwert erzeugen. Die Eindeutigkeit der Relation ist aber nur beschränkt gegeben, wie die Abhängigkeit der inhomogenen 85 GHz Helligkeitstemperaturen des B-Scans mit vertikaler bzw. horizontaler Polarisation vom antennengewichteten LWP zeigt (Abb. 6.3a,b).

Die auffällig ausgeprägten Strukturen in Abb. 6.3 sind auf den unterschiedlichen Wasserdampfgehalt einzelner Wolkensimulationen zurückzuführen. Da der Inhomogenitätsindex nur aus den Differenzen der einzelnen TBs zur mittleren TB gebildet wird, ist die Verschiebung des gesamten Helligkeitstemperaturniveaus durch den Wasserdampfgehalt jedoch unerheblich.

Aus der großen Sensitivität der Helligkeitstemperaturen bezüglich des LWP bei kleinen Flüssigwasserpfaden folgt, daß der Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85}$ sehr sensitiv gegenüber der horizontalen LWP-Verteilung im B-Scan ist. Die Sättigung der Helligkeitstemperaturen oberhalb von 0.4–0.5 kg/m² und die anschließende Abnahme durch Streuung stellen ein großes Problem dar. Denn durch die Nicht-Eindeutigkeit der Relation zwischen TB und LWP wird auch der Zusammenhang zwischen TB-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85}$ und der Wolkeninhomogenität σ_{LWP} mehrdeutig (ohne Abbildung, jedoch wie Abb. 6.4 für den Polarisationsdifferenz-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$).

Um die Mehrdeutigkeitseffekte durch eine abnehmende TB durch Streuung bei hohem LWP zu vermeiden, wird die Polarisationsdifferenz, die durch Streuung an Regentropfen monoton fällt [Simmer, 1994], benutzt, um den Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$ zu bilden. Allerdings ist das Polarisationsignal teilweise bereits bei relativ kleinen Regenraten bzw. Flüssigwasserpfaden stark reduziert, so daß sich ein stark asymptotisch gegen Null fallender Zusammenhang zum mittleren LWP ergibt (Abb. 6.3c). Insofern wird es bei einem sehr kleineren Polarisationsignal immer schwieriger, auf den richtigen LWP zu schließen. In dem Zusammenhang zwischen Polarisationsdifferenz und LWP ist wiederum deutlich die Wasserdampfabhängigkeit zu erkennen. Die dadurch verursachte Streuung ist relativ unproblematisch, da dadurch nicht die Eindeutigkeit des Indexes beeinträchtigt wird. Alle eingehenden Einzelwerte besitzen beispielsweise eine generell niedrigere Polarisationsdifferenz durch einen hohen Wasserdampfgehalt.

Schwerwiegender ist die Streuung in der Relation TB zu LWP, die (i) durch BF-Effekte, die bei der Mittelung der hochaufgelösten TBs über ein B-Scan Radiometerblickfeld ent-

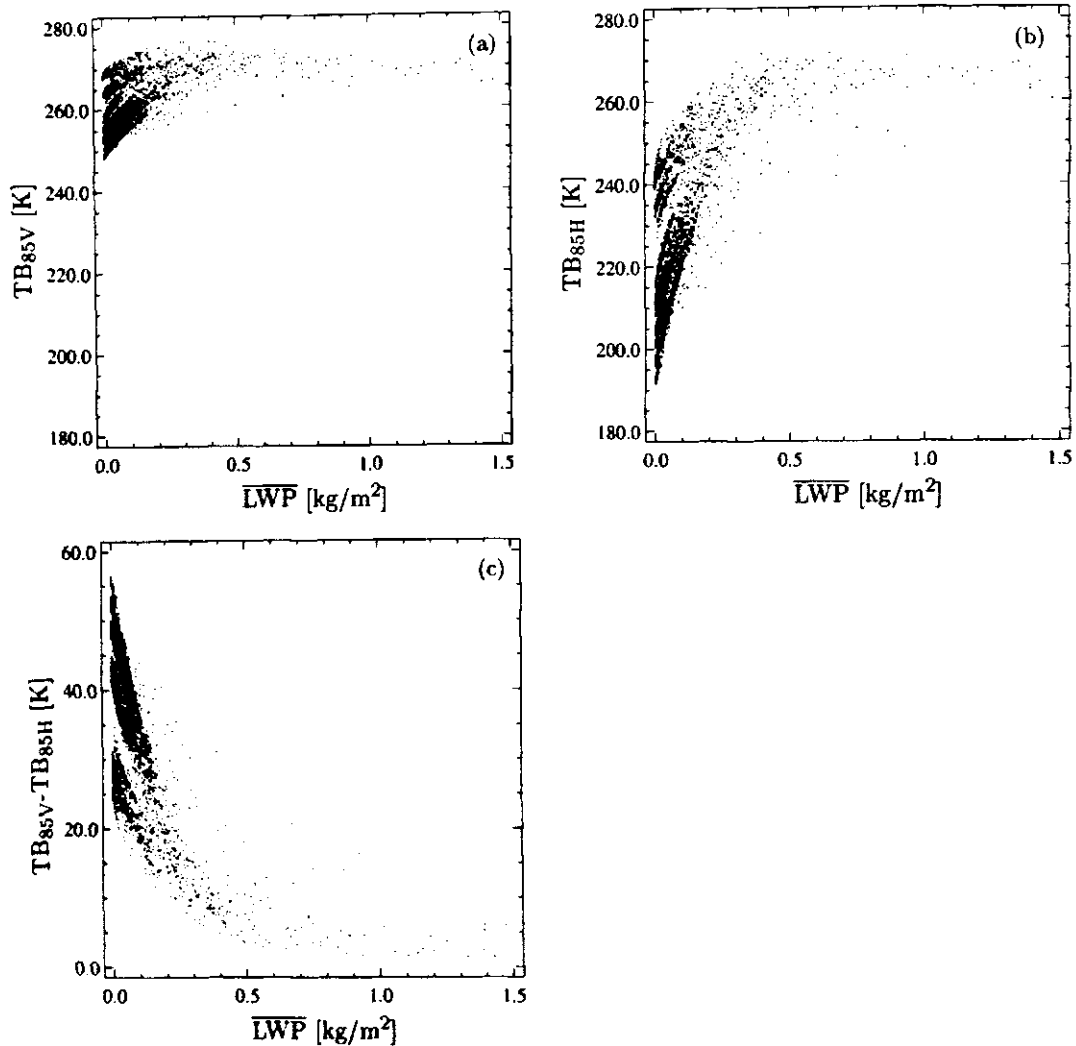


Abbildung 6.3: Zusammenhang zwischen der 85 GHz B-Scan Helligkeitstemperatur und dem antennengewichteten Flüssigwasserpfad bei vertikaler (a) und horizontaler (b) Polarisation sowie für die Polarisationsdifferenz (c).

stehen, verursacht wird. BF-Effekte verschwinden in der Polarisationsdifferenz nicht, wie angenommen werden könnte, wenn BF-Effekte in beiden Polarisationen gleich stark auftreten würden. Bei 85 GHz tritt in der vertikalen Polarisation jedoch fast kein BF-Effekt auf (Abb. 3.22). In der horizontalen Polarisation kommt es in Abhängigkeit der Inhomogenität dagegen zu sehr starken BF-Effekten.

Desweiteren wird der Zusammenhang zwischen Polarisationsdifferenz und LWP (ii) durch den Einfluß des Flüssigwassers in der dem Radiometer abgewandten Säule gestört. Dieser Einfluß des Flüssigwassergehaltes in der dem Radiometer abgewandten Säule auf die Helligkeitstemperatur ist in Abschnitt 3.6.1 unter dem Begriff „geometrische Effekte“ bei dreidimensionalen Wolkenstrukturen behandelt worden.

Als letzter Punkt (iii) ist zu nennen, daß der theoretisch monoton fallende Zusammenhang der Polarisationsdifferenz im Grunde nur in Abhängigkeit der Regenrate und sonst

konstanten Bedingungen gilt. Bei Auftragung gegen den Flüssigwasserspfad kommen auch Effekte durch die variierende vertikale Verteilung des Flüssigwassers (Regen- und Wolkenwasser) hinzu.

Die starke Sensitivität der Polarisationsdifferenz bezüglich des LWP spiegelt sich deutlich im Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$ wieder (Abb. 6.4a), so daß kleine LWP-Inhomogenitäten ($\sigma_{LWP} < 0.1 \text{ kg/m}^2$) bereits einen hohen Indexwert $\hat{\sigma}_{85VH}$ erzeugen. Wird der Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$ jedoch größer als 5 K, so wird der Zusammenhang zwischen $\hat{\sigma}_{85VH}$ und $\hat{\sigma}_{LWP}$ zunehmend mehrdeutig, da der Zusammenhang der Polarisationsdifferenz mit dem mittleren LWP durch die oben erwähnten Effekte stark verrauscht ist.

Der Zusammenhang zwischen dem Polarisations-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$ und der Inhomogenität des Flüssigwasserspades σ_{LWP} ist ebenso mehrdeutig (Abb. 6.4b). Dies ist nicht verwunderlich, da hier zusätzlich die Unsicherheit der Relation zwischen dem Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ der horizontalen LWP-Verteilung im B-Scan und der wahren Inhomogenität des LWP σ_{LWP} im 37 GHz Radiometerblickfeld mit einfließt (Abb. 6.2).

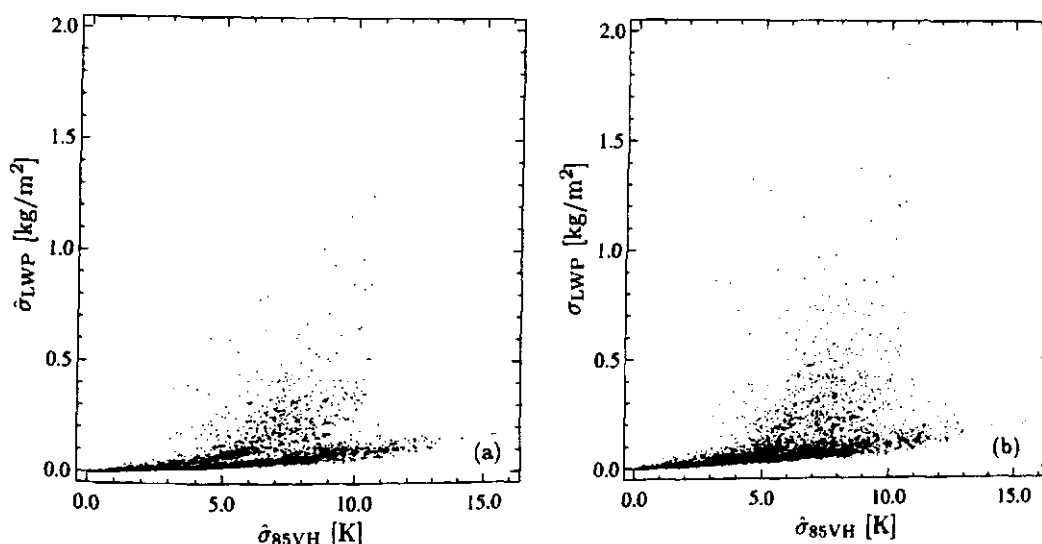


Abbildung 6.4: Zusammenhang zwischen (a) dem Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ aus Kenntnis der horizontalen LWP-Verteilung bzw. (b) der wahren Inhomogenität (Standardabweichung) σ_{LWP} des Flüssigwasserspades im 37 GHz Radiometerblickfeld (-13 dB) und dem aus den Polarisationsdifferenzen des 85 GHz B-Scans berechneten Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$.

Trotz der Schwierigkeit, eine gute Relation zwischen der Wolkeninhomogenität und der horizontalen Verteilung der B-Scan Helligkeitstemperaturen zu finden, wird ein Versuch unternommen, mit dem Polarisations-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$ eine Verbesserung des LWP-Retrievals mit einem NN zu erlangen. Auf Grund der möglichen gewinnbringenden bzw. sich ergänzenden Wechselwirkungen mit anderen Eingabegrößen des NN ist die Auswirkung einer zusätzlichen Eingabegröße nicht vorhersehbar.

Ergebnis

In Abb. 6.5 ist zu erkennen, daß sich weder Vorteile noch Nachteile für die Ableitung des Flüssigwasserpfad durch den auf den B-Scan Polarisationsdifferenzen aufbauenden Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$ ergeben. Die beste Lösung für den Generalisierungsdatensatz liegt nahezu unverändert bei 0.012 kg/m^2 gegenüber 0.0118 kg/m^2 für den inhomogenen Algorithmus ohne Inhomogenitätsinformation (Abschnitt 4.3). Der Mittelwert der Lösungen verschlechtert sich sogar um 0.0012 kg/m^2 . Statistisch gesehen, unterscheiden sich beide Algorithmen jedoch nicht; die Verteilungen sind $(0.5, 0.61)$ -recurrent.

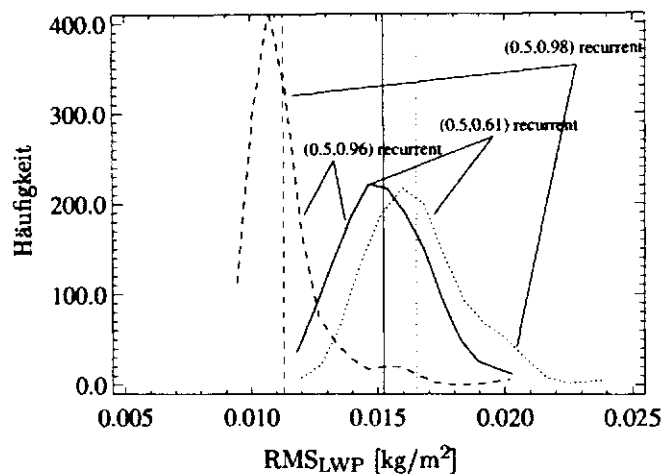


Abbildung 6.5: Verteilung der 100 Lösungen (RMS des LWP-Retrievalfehlers im Generalisierungsdatensatz) bei zufällig variierten Startwerten für die Netzgewichte bei Ableitung des antennengewichteten Flüssigwasserpfad ohne Inhomogenitätsinformation (—), bei Kenntnis des Polarisationsdifferenz-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$ (···) und bei Kenntnis des LWP-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ (- -). Die vertikalen Linien zeigen den Mittelwert der jeweiligen Verteilung. Recurrence Analyse mit 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit.

Diskussion

Theoretisch enthält die LWP-Verteilung im B-Scan ausreichend Inhomogenitätsinformation, damit das NN Auswirkungen von BF-Effekten auf die Retrievalqualität reduzieren kann. Gemäß des Ergebnisses bei der expliziten Korrektur von BF-Effekten (Abschnitt 6.1), daß die Genauigkeit der Inhomogenitätskenntnis entscheidend dafür ist, wie gut BF-Effekte höchstens korrigiert werden können, konnte auch nicht erwartet werden, daß die Ableitung des LWP so genau möglich ist wie bei homogenen Wolken. Der Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ stellt nur eine Schätzung der wahren Inhomogenität des LWP (σ_{LWP}) dar (Abb. 6.2), selbst wenn dieser exakt bekannt ist.

Der zum Teil mehrdeutige Zusammenhang zwischen der 85 GHz Helligkeitstemperatur und dem mittleren Flüssigwasserpfad ist der Grund, daß es nicht möglich ist, mit einem dem LWP-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{LWP}$ äquivalenten Polarisationsdifferenz-Inhomogenitätsindex $\hat{\sigma}_{85VH}$ die Inhomogenität σ_{LWP} ausreichend genau zu beschreiben. Insbesondere

große Wolkeninhomogenitäten können von diesem Index überhaupt nicht wiedergegeben werden (Abb. 6.4b). Die einzige Inhomogenitätsinformation, die dieser Index geben kann, ist, daß bei einem bestimmten Indexwert eine bestimmte Größe der Wolkeninhomogenität überschritten wird. Die größte auf diese Art und Weise mit Sicherheit detektierbare Wolkeninhomogenität beträgt allerdings nur 0.2 kg/m^2 , was bei einem Indexwert von 15 K der Fall ist.

Information über die Wolkeninhomogenität aus den B-Scan Helligkeitstemperaturen ist folglich mit solch einem Index nicht ausreichend, um den NN-Algorithmus zu verbessern.

Es ist auch nicht zu erwarten, daß es auf irgendeine andere Art und Weise gelingt, nur aus B-Scan Helligkeitstemperaturen mehr Information über die Inhomogenität zu erhalten. Auch eine andere Verarbeitung der B-Scan Helligkeitstemperaturen, d.h. Berechnung eines anderen Inhomogenitätsmaßes anstatt Standardabweichung, würde an dem mehrdeutigen Zusammenhang der Helligkeitstemperaturen zum Flüssigwasserpfad scheitern, da z.B. eine niedrige 85 GHz Helligkeitstemperatur einen sehr hohen oder einen niedrigen LWP bedeuten kann. Hier ist die Kombination und die Einbeziehung der anderen Kanäle des SSM/I zu einer Indexbildung erforderlich. Konkrete Vorschläge für eine vorteilhaftere Indexbildung werden in dieser Studie jedoch nicht ausgearbeitet.

Das entwickelte BF-KORREKTUR-MODELL aus Abschnitt 6.1.2 kann jedoch eingesetzt werden, um die Mindestanforderung an diesen zu entwickelnden Inhomogenitätsindex zu bestimmen, um eine bestimmte Retrievalqualität erzielen zu können. D.h. es kann ausgerechnet werden, mit welcher Genauigkeit es mit diesem Index möglich sein muß, die Wolkeninhomogenität zu bestimmen. Nur wenn der Inhomogenitätsindex diese geforderte Genauigkeit erreicht, ist es zumindest theoretisch möglich, BF-Effekte so gut zu erkennen und zu korrigieren, daß die vorgegebene Retrievalqualität erreicht werden kann.

Kapitel 7

Zusammenfassung und Ausblick

Die Fernerkundung von Wolken wird in hohem Maße durch deren Inhomogenität beeinträchtigt. Der nicht-lineare Einfluß von Wolken im Strahlungstransport bewirkt, daß die Helligkeitstemperatur einer inhomogenen Wolke und die einer äquivalenten homogenen Wolke sehr unterschiedlich sein kann. In der vorliegenden Arbeit ist diese Differenz, die *beam filling* (BF) Effekt genannt wird, in Abhängigkeit der Wolkeninhomogenität untersucht worden. Die sich aus dem BF-Effekt ergebenden Konsequenzen für die Mikrowellenfernerkundung sind exemplarisch für den *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) durchgeführt worden.

Die Untersuchungen beruhen auf zwei modellbasierten Ansätzen. Im ersten Fall kann von einer *expliziten* Modellierung der BF-Effekte bei inhomogenen Wolken gesprochen werden. Die verwendeten Wolken sind mit dem atmosphärischen Mesoskalenmodell GESIMA modelliert worden. Der Strahlungstransport in den dreidimensionalen Wolkenstrukturen ist mit einem 3d Monte Carlo Strahlungstransportmodell berechnet worden.

Der zweite Ansatz geht in die Richtung einer theoretischen Betrachtung des BF-Effektes unter der Annahme zahlreicher Idealisierungen, wie z.B. gammaverteilte Wolkeneigenschaften und eine feste Struktur der Hydrometeorprofile. Entgegen der expliziten Modellierung von BF-Effekten ist die theoretische Betrachtung besonders geeignet, um die Hintergründe bei der Entstehung von BF-Effekten zu untersuchen und somit das Verhalten des BF-Effektes in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpades (LWP) und dessen Inhomogenität zu verstehen.

Beam Filling Modelle

Mit dem ANALYTISCHEN BF-MODELL und dem BF-Modell mit gammaverteiltem Flüssigwasserpfad (GICA-MODELL) läßt sich zeigen, daß die Entstehung des BF-Effektes auf die Abnahme der atmosphärischen Emission und auf die Zunahme der Emission des Untergrundes beim Übergang von einer homogenen zu einer inhomogenen Wolke zurückzuführen ist. Netto überwiegt der erst-genannte Effekt, so daß die Helligkeitstemperatur abnimmt. Das GICA-MODELL stellt eine sehr gute Alternative — insbesondere hinsichtlich der hervorragenden Rechenzeitperformance — zur Modellierung von BF-Effekten gegenüber der Verwendung eines Wolken- und Strahlungstransportmodells (NUMERISCHES BEAM FILLING (NBF) MODELL) dar. Im Rahmen der Idealisierungen sind die mit dem GICA-MODELL berechneten BF-Effekte in sehr guter Übereinstimmung mit der expliziten Model-

lierung der BF-Effekte mit dem NBF-MODELL, obgleich nicht abschließend gezeigt werden kann, daß der LWP in den GESIMA-Wolken gammaverteilt ist.

Beide BF-Modelle zeigen, daß der BF-Effekt in den Helligkeitstemperaturen in Abhängigkeit der ersten zwei Momente der Wolkenverteilung (Mittelwert und Standardabweichung) des Flüssigwasserpfad darstellbar ist. Die Sensitivität des BF-Effektes bezüglich Mittelwert und Standardabweichung, die als Maß für die Inhomogenität betrachtet wird, ist jedoch gänzlich verschieden (Abb. 3.22). Während der BF-Effekt in jeder Frequenz monoton mit der Inhomogenität zunimmt (negativer wird), ist die Sensitivität bezüglich des mittleren LWP frequenzabhängig. Bei allen Frequenzen ist bei niedrigen Flüssigwasserpfeaden eine Zunahme des BF-Effektes mit zunehmendem LWP zu beobachten. Diese Zunahme wird jedoch bei höheren Mittelwerten immer schwächer, so daß es anschließend zu einem Wendepunkt kommt und der BF-Effekt mit weiter zunehmendem Mittelwert kleiner wird. Dieser Wendepunkt ist bei 85 GHz bereits bei $0.2\text{--}0.3\text{ kg/m}^2$ erreicht und verschiebt sich mit abnehmender Frequenz zu höheren Mittelwerten. Bei 19 und 22 GHz ist der Wendepunkt in der Sensitivität nur sehr schwach ausgeprägt, so daß der BF-Effekt in diesem Bereich LWP-unabhängig ist. Die größten Differenzen zwischen inhomogener und homogener Helligkeitstemperatur, die mit dem NBF-MODELL aus den GESIMA-Wolken simuliert worden sind, betragen -20, -18, -60 und -14 K für 19, 22, 37 und 85 GHz in der horizontalen Polarisation (Abb. 3.29). Der simulierte BF-Effekt bei 19 GHz ist im Vergleich zu Ergebnissen von Kummerow [1998], der BF-Effekte bis zu -80 K berechnet hat, noch relativ gering.

In der vertikalen Polarisation sind BF-Effekte generell kleiner, da der Anteil der atmosphärischen Emission, die maßgeblich für den BF-Effekt bei inhomogenen Wolken verantwortlich ist, am Gesamtsignal viel geringer ist.

Der BF-Effekt ist stark wasserdampfabhängig, d.h. bei hohen Wasserdampfgehalten wird der BF-Effekt kleiner, da die Transmission der homogenen sowie der gemittelten inhomogenen Wolke zu einem großen Teil gleichmäßig vom Wasserdampf bestimmt wird (Abb. 3.8).

Die Streuung an Wolken- und Regentropfen bewirkt eine Verkleinerung des BF-Effektes, da durch die Streuung die effektive Strahlungstemperatur der Atmosphäre abnimmt (Verlagerung in höhere Atmosphärenschichten). Eine niedrigere effektive Strahlungstemperatur der Atmosphäre bedeutet jedoch, daß der Einfluß des Unterschieds in der atmosphärischen Emission einer inhomogenen zu einer homogenen Wolke abnimmt.

Im Zuge der Berechnungen mit dem NBF-MODELL hat sich gezeigt, daß keine Notwendigkeit besteht, dreidimensionalen Strahlungstransport zu rechnen, insbesondere nicht, wenn die hochaufgelösten Helligkeitstemperaturen anschließend mit der Antennenfunktion des Radiometers gemittelt werden. Es ist ausreichend, mit einem eindimensionalen Strahlungstransportmodell, das geometrische Effekte durch die Wolkengeometrie und die schräge Blickrichtung berücksichtigt, zu rechnen. Die Anwendung der *independent column approximation (ICA)* — in jeder Säule wird eindimensionaler Strahlungstransport gerechnet — führt dagegen bei Mittelung mit der Antennenfunktion bei 19, 22 und 37 GHz zu einer systematisch zu niedrigen Helligkeitstemperatur gegenüber der Helligkeitstemperatur, die unter Berücksichtigung von geometrischen Effekten berechnet wird (Abb. 3.28) [Kummerow, 1998]. Bei 85 GHz kommen Unter- und Überschätzungen der Helligkeitstemperatur vor, wenn eindimensionaler Strahlungstransport gerechnet wird.

LWP-Unterschätzung mit homogenen Algorithmen

Bei Eingabe von Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken in LWP-Algorithmen, die für homogene Wolken abgeleitet wurden, kommt es zu sehr großen Unterschätzungen des wahren Flüssigwasserpades. Diese Unterschätzungen (bis zu 1.2 kg/m^2) können direkt auf Wolkeninhomogenitäten zurückgeführt werden (Abb. 5.3).

Im Falle nicht-regnender inhomogener Wolken ist die Inhomogenität des Flüssigwasserpades vergleichsweise klein, so daß die systematische LWP-Unterschätzung (BF-Fehler) für alle benutzten GESIMA-Wolken mit 0.006 kg/m^2 etwa um den Faktor drei kleiner ist als für regnende Wolken. Es wird aber erwartet, daß diese Zahlen des systematischen BF-Fehlers sehr stark vom verwendeten Datensatz abhängen.

Die berechneten Korrekturfaktoren (Abb. 5.6b,d,f), mit denen Ergebnisse homogener Algorithmen zu multiplizieren sind, um die LWP-Unterschätzung durch BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken auszugleichen, stimmen qualitativ mit denen von *Short und North* [1990] überein (Abb. 5.7), obgleich *Short und North* [1990] ihre Analyse zur Korrektur der Regenrate durchgeführt haben. Die größten prozentualen Korrekturen sind bei einer hohen Wolkeninhomogenität und einem gleichzeitig niedrigen Mittelwert des Flüssigwasserpades notwendig.

Entwicklung von LWP-Algorithmen

In dieser Arbeit sind mit einem Neuronalen Netz (NN) LWP-Algorithmen für homogene und inhomogene Wolken entwickelt worden. Der verwendete Datensatz basiert auf den modellierten GESIMA-Wolken und den dazugehörigen simulierten Helligkeitstemperaturen.

Die entwickelten LWP-Algorithmen für inhomogene Wolken besitzen keinen systematischen BF-Fehler. Allerdings ist der zufällige Algorithmenfehler höher als bei Algorithmen, die für homogene Wolken entwickelt worden sind. Die Verschlechterung ist zum einen auf die unterschiedliche Auflösung der einzelnen Kanäle des SSM/I und z.T. auf BF-Effekte in den inhomogenen Helligkeitstemperaturen zurückzuführen. BF-Effekte erzeugen aber keinen systematischen Fehler, sondern vergrößern ausschließlich den zufälligen Algorithmenfehler. Aus der Tatsache, daß trotz der großen BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen (bis zu -50 K) und ohne Eingabe von Inhomogenitätsinformation die Verschlechterung der Retrievalgenauigkeit gegenüber homogenen Algorithmen relativ klein ist, folgt, daß die Information über BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen (in ihren Kombinationen) enthalten ist. Das NN nutzt diese Information und vollführt somit eine *indirekte Korrektur von BF-Effekten*.

Theoretisch wäre es mit der Auflösung und der Abtastrate des SSM/I B-Scans möglich, die Wolkeninhomogenität zu erkennen, die zu den BF-Effekten und somit dem zusätzlichen zufälligen Algorithmenfehler führt. Denn bei Kenntnis der exakten LWP-Verteilung — wie sie der B-Scan sieht — können die auftretenden BF-Effekte ausreichend berücksichtigt werden, so daß es zu einer Verbesserung des LWP-Retrievals kommt. In der Realität ist der Zusammenhang zwischen der 85 GHz Helligkeitstemperatur des SSM/I B-Scans und dem LWP nicht eindeutig, so daß dem NN mit Hilfe der Helligkeitstemperaturen des B-Scans keine Zusatzinformation eingegeben werden konnte, die zu einer Verbesserung der Retrievalgenauigkeit führt.

Die Ableitung des innerhalb eines Radiometerblickfeldes mit der Antennenfunktion gewichteten Flüssigwasserpades ist genauer möglich als die Ableitung des linear gemittelten Flüssigwasserpades.

telten Flüssigwasserpades. Obgleich Einzelwerte des antennengewichteten Flüssigwasserpades keine hohe Aussagekraft besitzen, sind sie zur Berechnung von Gebietsmittelwerten geeignet. Es hat sich gezeigt, daß die Ableitung des mittleren Flüssigwasserpades im GESIMA-Modellgebiet aus antennengewichteten LWP's genauer möglich ist als bei Ableitung des linear gemittelten LWP in jedem Radiometerblickfeld.

Korrektur von BF-Effekten

Mit den Sensitivitäten des BF-Effektes bezüglich des mittleren Flüssigwasserpades und dessen Inhomogenität ist ein BF-KORREKTUR-MODELL entwickelt worden, das Aussagen darüber gestattet, wie genau die Wolkeninhomogenität und der mittlere LWP mindestens bekannt sein müssen, um BF-Effekte direkt berücksichtigen zu können. Unter der Annahme, daß BF-Effekte im Grunde exakt korrigierbar sind, wenn nur die Inhomogenität und der mittlere LWP genau bekannt wären, wird abgeschätzt, wie groß das Rauschen in einer expliziten BF-Korrektur ist, wenn die Wolkeninhomogenität und der mittlere LWP nur unsicher bekannt sind. Die Anwendung der explizit korrigierten Helligkeitstemperaturen in einem Algorithmus für homogene Wolken liefert somit den zusätzlichen, zufälligen Algorithmusfehler durch ungenau korrigierte BF-Effekte.

Auf Grund der Annahme einer optimalen Korrigierbarkeit von BF-Effekten, die niemals in der Realität erfüllbar ist, ist nicht zu erwarten, daß die Verarbeitung der Inhomogenitätsinformation in einem Algorithmus so gut möglich ist, daß BF-Effekte derart effektiv wie in diesem Modell korrigiert werden können.

Das BF-KORREKTUR-MODELL ist dazu gedacht, eine schnelle Abschätzung über die maximal-mögliche Korrektur von BF-Effekten zu erhalten, wenn die Inhomogenität nur unsicher bestimmbar ist bzw. geschätzt werden kann.

Ausblick

Vor einer möglichen Anwendung der abgeleiteten NN-Algorithmen auf gemessene Helligkeitstemperaturen muß (i) untersucht werden, welchen Einfluß der Schnee- und Eisgehalt von Wolken auf den BF-Effekt und die Ableitung des Flüssigwasserpades hat und (ii) welchen Einfluß der zur Algorithmenentwicklung verwendete Datensatz auf die Fähigkeit des NN hat, BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen ohne Inhomogenitätsinformation zu berücksichtigen (*indirekte Korrektur*). Es ist zu erwarten, daß diese indirekte Korrektur sehr von den Skalenverhältnissen der Wolken und ihrer Variabilität abhängt, so daß es bei der Anwendung auf reale Wolken zu großen systematischen und zufälligen Algorithmenfehlern kommen kann, wenn der zu Grunde liegende Wolkendatensatz nicht repräsentativ ist.

Falls insbesondere der zufällige Fehler in Beobachtungen einzelner Radiometerblickfelder bei inhomogenen Wolken reduziert werden soll, stellt das entwickelte BF-KORREKTUR-MODELL ein hilfreiches Verfahren dar, um die Grenzen der Vermeidbarkeit von zufälligen Algorithmenfehlern durch BF-Effekte abzustecken.

Ein konkretes Anwendungsbeispiel sind die Versuche mit den hochaufgelösten AVHRR¹-

¹ *Advanced Very High-Resolution Radiometer*

Messungen, die Wolkeninhomogenität in den AMSU²-Radiometerblickfeldern zu bestimmen, um Fehler durch BF-Effekte im aus AMSU abgeleiteten Flüssigwasserpfad zu korrigieren [Hauschildt, 2000]. Diese vielversprechende Synergie zwischen zwei satellitengetragenen Radiometern ist möglich, da beide Instrumente auf dem gleichen Satelliten (NOAA-15)³ fliegen und zeitgleich die gleiche Position beobachten.

Wenn die Entwicklung neuer LWP-Algorithmen für inhomogene Wolken in Erwägung gezogen wird, kann mit dem BF-KORREKTUR-MODELL abgeschätzt werden, wie groß der verbleibende zufällige Algorithmenfehler mindestens ist, wenn die Wolkeninhomogenität mit AVHRR nur mit einer bestimmten Genauigkeit detektierbar bzw. meßbar ist. Auf diese Weise ist es möglich zu beurteilen, ob der hohe Aufwand der Algorithmenentwicklung mit Integration von AVHRR-Inhomogenitätsinformation lohnend ist oder ob es ausreichend ist, Algorithmen für inhomogene Wolken ohne Inhomogenitätsinformation zu entwickeln. Die dazu notwendigen Sensitivitätsberechnungen des BF-Effektes bezüglich der Wolkeninhomogenität und des mittleren LWP in Abhängigkeit des Beobachtungszenitwinkels und des Wasserdampfgehaltes sind effizient mit dem GICA-MODELL durchführbar.

Eine entsprechende Analyse kann auch für den SSM/I durchgeführt werden; hier könnten die Daten des hochauflösenden OLS⁴, das auf dem gleichen Satelliten wie der SSM/I fliegt, verwendet werden. Miletta und Katsaros [1995] haben gezeigt, daß es prinzipiell mit dem OLS möglich ist, die Wolkeninhomogenität innerhalb des Radiometerblickfeldes des SSM/I zu erkennen und abzuschätzen.

Es muß jedoch beachtet werden, daß es nicht möglich ist, die Wolkeninhomogenität über die Wolkenbedeckung — die sehr einfach im Solaren oder Infraroten fernerkundbar ist — zu beschreiben. Die Wolkeninhomogenität muß die Variation der quantitativen Wolkeneigenschaft (z.B. Flüssigwasserpfad) enthalten, wie sich am Beispiel des SSM/I 85 GHz B-Scan gezeigt hat.

Insofern bietet die *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) der NASA eine optimale Möglichkeit, die Wolken- bzw. Regenhomogenität in den Radiometerblickfeldern des *TRMM Microwave Imager* (TMI) zu erfassen: Ein vertikal-auflösendes Regenradar (*Precipitation Radar* PR), dessen Auflösung ca. 4.3 km beträgt, wird erstmals auf einem Satelliten eingesetzt.

² *Advanced Microwave Sounding Unit*

³ polarumlaufender Satellit der *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA)

⁴ *Operational Linescan System*

Literaturverzeichnis

- Alishouse, J., S. Snyder, J. Vongsathorn, und R. Ferraro, 1990: Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **28**, 811–816
- Atkinson, P. und A. Tatnall, 1997: Neural networks in remote sensing. *Int. J. Remote Sensing*, **18**(4), 699–709
- Barret, E. und D. Martin, 1981: *The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring*. Academic, New York. 340 S.
- Bauer-Messmer, B. und A. Wandvogel, 1997: Satellite data based detection and prediction of hail. *Atmos. Res.*, **43**(3), 217–231
- Bell, T., 1987: A Space-Time Stochastic Model of Rainfall for Satellite Remote-Sensing Studies. *J. Geophys. Res.*, **92**(D8), 9631–9643
- Butler, C. und R. Meredith, 1996: Retrieving atmospheric temperature parameters from DMSP SSM/T-1 data with a neural network. *J. Geophys. Res.*, **101**(D3), 7075–7083
- Cess, R. et al., 1990: Intercomparison and Interpretation of Climate Feedback Processes in 19 Atmospheric General Circulation Models. *J. Geophys. Res.*, **95**(D10), 16 601–16 615
- Chahine, M., 1992: The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359**, 373–380
- Chiu, L., G. North, D. Short, und A. McConnell, 1990: Rain Estimation from Satellites: Effects of Finite Field of View. *J. Geophys. Res.*, **95**(D3), 2177–2185
- Drusch, M., 1998: *Fernerkundung von Landoberflächen mit multispektralen Satellitendaten*. Dissertation, Meteorologisches Institut der Universität Bonn, Bonn. 109 S.
- Drusch, M., E. Wood, und R. Lindau, 1999: The impact of the SSM/I antenna gain function on land surface parameter retrieval. *Geo. Res. Let.*, **26**(23), 3481–3484
- Eppel, D., H. Kapitzka, M. Claßen, D. Jacob, W. Koch, L. Levkov, H. Mengelkamp, N. Werrmann, und E. Resch, 1995: The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA. Part II: Parameterizations and Applications. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **68**, 15–41
- Ferraro, R., 1997: Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *J. Geophys. Res.*, **102**(D14), 16 715–16 735

- Gemmill, W. und V. Krasnopolsky, 1999: The Use of SSM/I Data in Operational Marine Analysis. *Wea. Forecasting*, **14**, 789–800
- Goody, R. und Y. Yung, 1989: *Atmospheric Radiation, theoretical basis*. Oxford University Press, New York, Oxford. 519 S.
- Greenwald, T., S. Christopher, und J. Chou, 1997: Cloud liquid water path comparisons from passive microwave and solar reflectance satellite measurements: Assessment of sub-field-of-view cloud effects in microwave retrievals. *J. Geophys. Res.*, **102**(D16), 19 585–19 596
- Grody, N., 1991: Classification of Snow Cover and Precipitation Using the Special Sensor Microwave Imager. *J. Geophys. Res.*, **96**(D4), 7423–7435
- Ha, E. und G. North, 1995: Model Studies of the Beam-Filling Error for Rain Rate Retrieval with Microwave Radiometers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 268–281
- Hagedorn, R., 1996: *Hydrologiebilanz im Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre (GESIMA) als Test der mikropysikalischen Parametrisierungen*. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel. 81 S.
- Hand, W., 1996: An object-oriented technique for nowcasting heavy showers and thunderstorms. *Meteorol. Appl.*, **3**(1), 31–41
- Harrison, E., P. Minnis, B. Barkstrom, V. Ramanathan, R. Cess, und G. Gibson, 1990: Seasonal Variations of Cloud Radiative Forcing Derived From the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **95**(D11), 18 687–18 703
- Hauschildt, H., 2000: *Bestimmung der horizontalen Verteilung des Flüssigwasserpades aus Daten des AMSU und AVHRR*. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel. 83 S.
- Hecht-Nielsen, R., 1990: *Neurocomputing*. Addison-Wesley Publishing Company, Bonn
- Hollinger, J., R. Lo, G. Poe, R. Savage, und J. Peirce, 1987: Special Sensor Microwave/Imager user's guide. Tech. Rep., Naval Research Laboratory, Washington, D.C.
- Houze, R. und C.-P. Cheng, 1977: Radar characteristics of tropical convection observed during GATE: Mean properties and trends over the summer season. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 964–980
- Jung, T., 1996: *Bestimmung des Wasserdampf- und Flüssigwassergehaltes über den Ozeanen aus simulierten Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)-Daten mit neuronalen Netzen*. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel. 87 S.
- Jung, T., E. Ruprecht, und F. Wagner, 1998: Determination of Cloud Liquid Water Path over the Oceans from Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) Data using Neural Networks. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 832–844
- Kapitza, H., 1987: Das dynamische Gerüst eines nicht-hydrostatischen Mesoskalen-Modells der atmosphärischen Zirkulation. Externer Bericht 87/E/35, GKSS Forschungszentrum, Geesthacht

- Karstens, U., C. Simmer, und E. Ruprecht, 1994: Remote Sensing of Cloud Liquid Water. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **54**, 157–171
- Kedem, B., L. Chiu, und G. North, 1990: Estimation of Mean Rain Rate: Application to Satellite Observations. *J. Geophys. Res.*, **95**(D2), 1965–1972
- Kimoto, M. und M. Ghil, 1993: Multiple Flow Regimes in the Northern Hemisphere Winter. Part I: Methodology and Hemispheric Regimes. *J. Atmos. Sci.*, **50**(16), 2625–2643
- Krasnopolsky, V., L. Breaker, und W. Gemmill, 1995: A neural network as a non-linear transfer function model for retrieving surface wind speeds from the special sensor microwave imager. *J. Geophys. Res.*, **100**(C6), 11 033–11 045
- Kummerow, C., 1998: Beamfilling Errors in Passive Microwave Rainfall Retrievals. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 356–370
- Kurion, T., 1997: A satellite infrared technique for estimating 'deep/shallow' precipitation. *Adv. Space Res.*, **19**(3), 511–514
- Levkov, L., B. Rockel, H. Kapitza, und E. Raschke, 1992: 3d Mesoscale Numerical Studies of Cirrus and Stratus Clouds by Their Time and Space Evolution. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **65**, 35–58
- Liebe, H. J., 1985: An updated model for millimeter wave propagation in moist air. *Radio Sci.*, **20**, 1069–1089
- Liu, Q., C. Simmer, und E. Ruprecht, 1991: A general analytical expression of the radiation source function for emitting and scattering media within the matrix operator method. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **64**, 73–82
- Liu, Q., C. Simmer, und E. Ruprecht, 1996: Three-dimensional radiative transfer effects of clouds in the microwave spectral range. *J. Geophys. Res.*, **101**(D2), 4289–4298
- Lovelace, C. und F. Wagner, 1995: Minim — A Variable Metric Minimization Subroutine. Tech. Rep., Institut für Theoretische Physik an der Christian-Albrechts-Universität, Olshausenstr. 40, 24118 Kiel, Germany
- Menzel, W., F. Hold, T. Schmit, R. Aune, A. Schreiner, G. Wade, und D. Gray, 1998: Application of GOES-8/9 Soundings to Weather Forecasting and Nowcasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**(10), 2059–2077
- Miletta, J. und K. Katsaros, 1995: Using coincident multispectral satellite data to assess the accuracy of special sensor microwave imager liquid water path measurements. *J. Geophys. Res.*, **100**(D8), 16 333–16 339
- Mugnai, A., E. Smith, G. Tripoli, und X. Xiang, 1993: Foundations for Statistical-Physical Precipitation Retrieval from Passive Microwave Satellite Measurement. Part II: Emission-Source and Generalized Weighting-Function Properties of a Time-dependent Cloud-Radiation Model. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 17–39
- Neymann, J. und E. Scott, 1967: Some outstanding problems relating to rain modification. In: *Proc. Berkeley Symp. Math. Stat. Probl.* Vol. 5, 293–326

- O'Brien, D., 1992: Accelerated quasi Monte Carlo integration of the radiative transfer equation. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **8**, 41–59
- Press, W., S. Teukolsky, W. Vetterling, und B. Flannery, 1992: *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, Zweite Ausgabe. 963 S.
- Purdom, J., 1997: Nowcasting with the new generation GOES. *Adv. Space Res.*, **19**(3), 423–432
- Ramanathan, V., R. Cess, E. Harrison, P. Minnis, B. Barkstrom, E. Ahmad, und D. Hartmann, 1990: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57–63
- Roberti, L., J. Haferman, und C. Kummerow, 1994: Microwave radiative transfer through horizontally inhomogeneous precipitating clouds. *J. Geophys. Res.*, **99**(D8), 16 707–16 718
- Roberti, L. und C. Kummerow, 1999: Monte Carlo calculations of polarized microwave radiation emerging from cloud structures. *J. Geophys. Res.*, **104**(D2), 2093–2104
- Robinson, W., C. Kummerow, und W. Olson, 1992: Matching the Resolution of Microwave Measurements from the SSM/I Instrument. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **30**(3), 419–429
- Rojas, R., 1993: *Theorie der neuronalen Netze*. Springer Verlag, Berlin. 446 S.
- Sengupta, S., R. Welch, M. Navar, T. Berendes, und D. Chen, 1990: Cumulus Cloud Field Morphology and Spatial Patterns Derived from High Spatial Resolution Landsat Imagery. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 1245–1267
- Short, D. und G. North, 1990: The Beam Filling Error in the Nimbus 5 Electronically Scanning Microwave Radiometer Observations of Global Atlantic Tropical Experiment Rainfall. *J. Geophys. Res.*, **95**(D3), 2187–2193
- Silverman, B., 1996: *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman & Hall/CRC. 175 S.
- Simmer, C., 1994: *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Verlag Dr. Kovač. 313 S.
- Slingo, A., 1990: Sensitivity of Earth's radiation budget to changes in low clouds. *Nature*, **343**, 49–51
- Steffen, K., J. Key, D. J. Cavalieri, J. Comiso, P. Gloersen, K. St. Germain, und I. Rubinstein, 1992: The estimation of geophysical parameters using passive microwave algorithms. In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Geophysical Monograph 68*, AGU, Washington, USA
- Tsang, L., J. Kong, und R. Shin, 1985: *Theory of Microwave Remote Sensing*. John Wiley, New York. 613 S.

- v. Bremen, L., E. Ruprecht, und A. Macke, 1999: Modelling Study of Beamfilling Effects in Passive Microwave Remote Sensing. In: *Proc. Int. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS'99)*. IEEE Publications, Piscataway, USA, Vol. 1, 152–154. Hamburg, Germany
- v. Bremen, L., E. Ruprecht, und A. Macke, 2000: Errors in Liquid Water Path Retrieval arising from Cloud Inhomogeneities: The Beam-Filling Effect. *Meteorol. Z.*, (zur Veröffentlichung eingereicht)
- von Storch, H. und F. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press. 484 S.
- Wagner, F., 1996: Manual for netfit, version 1.1. Tech. Rep., Institut für Theoretische Physik an der Christian-Albrechts-Universität, Olshausenstr. 40, 24118 Kiel, Germany
- Weng, F., R. Ferraro, und N. Grody, 1994: Global precipitation estimations using Defense Meteorological Satellite Program F10 and F11 special sensor microwave imager data. *J. Geophys. Res.*, **99**(D7), 14 493–14 502
- Weng, F. und N. Grody, 1994: Retrieval of cloud liquid water using the special sensor microwave imager (SSM/I). *J. Geophys. Res.*, **99**(D12), 25 535–25 551
- Wielicki, B., R. Dess, M. King, D. Randall, und E. Harrison, 1995: Seasonal Variations of Cloud Radiative Forcing Derived From the Earth Radiation Budget Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**(11), 2125–2153
- Wisler, M. und J. Hollinger, 1977: Estimation of marine environmental parameters using microwave radiometric remote sensing systems. Tech. Rep. 3661, Naval Research Laboratory, Washington, D.C. 27 S.

Contents

Abstract (german)	v
Abstract (english)	vii
List of Figures	ix
List of Tables	xiii
List of Abbreviations	xv
List of Symbols	xvii
1 Introduction	1
1.1 Satellite Remote Sensing of Clouds and Precipitation	1
1.2 Remote Sensing with Microwaves	2
1.3 The Beam Filling Problem	3
1.4 Concept	6
2 Simulation of Clouds and Radiation	9
2.1 Simulation Requirements	9
2.2 Cloud Simulation	10
2.2.1 The Mesoscale Model GESIMA	10
2.2.2 Cloud Simulation with GESIMA	11
2.2.2.1 Initialization	11
2.2.2.2 Water Vapor Perturbation	12
2.2.2.3 Example of developing clouds	15
2.3 Radiation Simulation	19

2.3.1	Basics	19
2.3.1.1	Microwaves	19
2.3.1.2	Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)	23
2.3.2	Monte Carlo Model	26
2.3.2.1	Dimension of Brightness Temperature Calculation	28
2.3.2.2	Convergence	29
2.3.2.3	Computing Performance	31
2.3.3	Determination of Field of View Size	33
2.4	Cloud Homogenization	35
3	Beam Filling Models	37
3.1	Analytical Beam Filling Model	38
3.1.1	Requirements	38
3.1.1.1	Statistical Test of Horizontal Cloud Distribution	40
3.1.2	Explanation of the Beam Filling Effect	43
3.1.3	Integration of Cloud Distribution	44
3.1.4	Results and Discussion	46
3.2	ICA-Model with Gamma Distributed LWP (GICA)	51
3.2.1	Implementation Test	53
3.3	Numerical Beam Filling (NBF) Model	54
3.3.1	Antenna Weighted Homogenization	55
3.3.2	Graphical Presentation	58
3.3.3	Emulation of the Analytical BF-Model	58
3.4	Effect of the Temperature Profil	63
3.5	Effect of Scattering at Hydrometeors	66
3.6	Comparision of the GICA- and NBF-Model	70
3.6.1	Validity of ICA	70
3.6.1.1	Differences at Grid Point Scale	70
3.6.1.2	Differences at Footprint Scale	73
3.6.2	Comparision of the Simulated BF-Effects	76

4 Development of LWP-Algorithms	81
4.1 Neural Networks as a 'statistical' tool	81
4.2 Homogeneous Clouds	83
4.3 Inhomogenous Clouds	88
4.3.1 Results	88
4.3.1.1 Recurrence Analysis	94
4.3.1.2 Resolution Effect or Beam Filling Effect	96
4.3.2 Summary	98
5 LWP-Underestimation using Homogeneous Algorithms	101
5.1 Distinction of 'BF-Error' and 'Underestimation' of LWP	101
5.2 Effects of Cloud Inhomogeneities	103
5.2.1 Dependence of LWP-Unterestimation on Inhomogeneity and Mean LWP	107
6 Direct Correction of Beam Filling Effects	113
6.1 Explicit Correction	113
6.1.1 Model with non-optimal BF-Correction	114
6.1.2 Model with optimal BF-Correction	115
6.1.2.1 Accuracy of Inhomogeneity Estimation	118
6.2 BF-Correction for SSM/I	119
6.2.1 B-Scan Inhomogeneity Information	119
6.2.1.1 Inhomogeneity Estimation Using the Horizontal LWP- Distribution	119
6.2.1.2 Inhomogeneity Estimation using Brightness Temperatures .	121
7 Summary and Outlook	127
References	133
English Version	i
Contents	i
List of Figures	v
List of Tables	ix
List of Abbreviations	xi
List of Symbols	xiii

List of Figures

1.1	Non-linear relation between brightness temperature and rain rate	4
2.1	Mean water vapor perturbation profil in a GESIMA cloud simulation	14
2.2	Maximal simulated cloud water path in GESIMA against parameterization	14
2.3	Contour lines of cloud water path in a GESIMA cloud simulation	16
2.4	Time series of integrated water vapor, cloud water, cloud ice, rain and snow content in a GESIMA cloud simulation	17
2.5	Temporal change of mean hydrometeor profiles and variances in a GESIMA cloud simulation	18
2.6	Contributing parts to the microwave signal	20
2.7	Simulation of contributing parts to the 37 GHz brightness temperature . . .	22
2.8	Approximated SSM/I antenna function	25
2.9	Footprint order in the GESIMA model domain	26
2.10	Photon path in an inhomogeneous atmosphere	27
2.11	Convergence of brightness temperatures in the Monte Carlo Model at grid point scale	30
2.12	Convergence of brightness temperatures in the Monte Carlo Model at foot- print scale	31
2.13	Convergence of brightness temperatures with changing footprint size	34
2.14	Difference in -13 dB FOV and -3 dB FOV brightness temperature (37 GHz)	35
3.1	Preview of developed Beam Filling Models	38
3.2	Gamma distribution and log-normal distribution	39
3.3	Test of GESIMA clouds on gamma distribution within 37 GHz FOV size . .	42
3.4	Non-linear relationship between atmospheric transmission and optical thick- ness	44
3.5	Dominant term in analytical beam filling modeling	46

3.6	Beam filling effect in 37 GHz divided into contributing parts	47
3.7	Beam filling effect for all SSM/I frequencies in the ANALYTICAL BF-MODEL	49
3.8	Dependence of the beam filling effect on water vapor	50
3.9	Beam filling effect for nadir view	51
3.10	Vertical profiles in the GICA- and NBF-MODEL	52
3.11	Mean relation between LWP and cloud/rain water path in GESIMA clouds	53
3.12	High resolutioned 37 GHz brightness temperatures across the GESIMA model domain	56
3.13	Phase diagram of LWP against 37 GHz brightness temperature crossing the GESIMA model domain	57
3.14	Beam filling effect for 37 GHz in the NBF-MODEL	59
3.15	Beam filling effect for all SSM/I frequencies in the NBF-MODEL	60
3.16	Comparison of the beam filling effect in the ANALYTICAL BF-MODEL with the NBF-MODEL	61
3.17	Relation between optical thickness and LWP (without scattering)	62
3.18	Dependence of SSM/I brightness temperatures on optical thickness with and without vertical profil (without scattering)	64
3.19	Beam filling effect for all SSM/I frequencies in the GICA-MODEL (without scattering, with vertical profil)	65
3.20	Effect of the vertical profil on the beam filling effect	66
3.21	Dependence of SSM/I brightness temperatures on LWP (with and without scattering)	67
3.22	Beam filling effect for all SSM/I frequencies in the GICA-MODEL (with scattering)	68
3.23	Effect of scattering on the beam filling effect	69
3.24	Contour lines of LWP and rain rate for a selected cloud to investigate geometrical effects in brightness temperatures	71
3.25	Simulation of geometrical effects for 37 GHz	72
3.26	Effects of 3d radiative transport at footprint scale (excluding geometrical effects)	73
3.27	Geometrical effects at footprint scale for inhomogeneous clouds	74
3.28	Underestimation of brightness temperatures using <i>independent pixel approximation</i>	75
3.29	Beam filling effect for all SSM/I frequencies in the NBF-MODEL (with scattering)	77

3.30	Comparison of beam filling effects in the GICA- and NBF-MODEL (vertical polarization)	79
3.31	Comparison of beam filling effects in the GICA- and NBF-MODEL (horizontal polarization)	80
4.1	Dependence of LWP retrieval error for homogeneous clouds on number of hidden neurons	84
4.2	Neural network computing time depending on number of hidden neurons . .	85
4.3	Decrease of cost function for homogeneous clouds	86
4.4	LWP Retrieval for homogeneous clouds	87
4.5	Dependence of LWP retrieval error for inhomogeneous clouds on number of hidden neurons	89
4.6	Decrease of cost function for inhomogeneous clouds	90
4.7	Nonconformity of 37 GHz brightness temperature with 'seen' LWP	90
4.8	LWP Retrieval for inhomogeneous clouds	91
4.9	Sampling- and retrieval error of mean LWP in the GESIMA model domain	93
4.10	Frequency distribution of neural network results retrieving the antenna weighted and the linear weighted LWP, respectively	95
4.11	Effect of varying radiometer footprint sizes on LWP retrievals	97
5.1	Definition of the beam filling error in LWP retrieval	102
5.2	LWP retrieval for inhomogeneous clouds using a NN-algorithm developed for homogeneous clouds	104
5.3	LWP underestimation due to BF-effects depending on inhomogeneity	105
5.4	Ratio of integrated rain water to cloud water in GESIMA clouds	106
5.5	Systematic beam filling error using a LWP-algorithm developed for homogeneous clouds	108
5.6	LWP retrieval errors due to beam filling effects using algorithms developed for homogeneous clouds as differences and as correction factors	109
5.7	Correction factors in rain rate retrieval due to beam filling effects after <i>Short and North, [1990]</i>	111
6.1	LWP retrieval error in the <i>BF-Correction-Model</i> due to estimation errors in cloud inhomogeneity and in mean LWP	117
6.2	Relation between standard deviation of LWP σ_{LWP} and the inhomogeneity index $\hat{\sigma}_{LWP}$	120
6.3	Relation between 85 GHz B-Scan brightness temperature and LWP	122

6.4	Inhomogeneity detection with the polarization difference inhomogeneity index $\hat{\sigma}_{85VH}$	123
6.5	Frequency distribution of neural network LWP retrieval results using additional information about cloud inhomogeneity	124

List of Tables

2.1	Number of calculated cloud simulations	12
2.2	SSM/I footprint sizes	24
2.3	Computing Time of the Monte Carlo Model	32
3.1	Test of GESIMA clouds on gamma distribution	43
3.2	Frequeny dependent parameters in the beam filling equation	47

List of Abbreviations

1d/2d/3d	one-, two-, three-dimensional
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
AVHRR	Advanced Very High-Resolution Radiometer
BIAS	systematic error
BF	beam filling
CWP	cloud water path
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DWD	Deutscher Wetterdienst
ESMR	Electrically Scanning Microwave Radiometer
FOV	field of view
GCE	Goddard Cumulus Ensemble
GARP	Global Atmospheric Research Program
GATE	GARP Atlantic Tropical Experiment
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GESIMA	Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre
GICA	Beam Filling Model with gamma distributed LWP
hom	homogeneous
inh	inhomogeneous
ICA	independent column approximation
IFA	intensive flux array
jan, feb, ..	January, February, ..
LWP	liquid water path
MTPE	Mission to Planet Earth
NBF	Numerical Beam Filling Model
NASA	National Aeronautics and Space Agency
NN	neural network
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OLS	Operational Linescan System
PDF	probability distribution function
PR	Precipitation Radar
REG1, REG2, ..	Region 1, Region 2, ..
rh98, rh96, rh94, ..	relative humidity exceeding 98, 96, 94, ..%
RMS	root mean square error

SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SST	sea surface temperature
std. dev.	standard deviation
STG	radiative transfer equation
TB	brightness temperature
TOA	top of atmosphere
TOGA COARE	Tropical Oceans Global Atmospheric Coupled Ocean- Atmosphere Response Experiment
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission

List of Symbols

Symbol	SI-Unit	Meaning
α	1	distribution parameter of the gamma function
A_ν	m	large half-diameter of the -3 dB field of view
β	1	distribution parameter of the gamma function
B	1	ratio of variances ($\text{var}_Y/\text{var}_X$)
B_ν	$\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{s}$	spectral radiance
B_ν	m	small half-diameter of the -3 dB field of view
BF	K	beam filling effect in brightness temperature
BF_{ACG}	K	beam filling error using algorithms for homogeneous clouds
χ	1	chi-square deviation
c	ms^{-1}	speed of light
δ	1	optical thickness
δ_A	1	optical thickness of the atmosphere
δ_A^{hyd}	1	optical thickness of the atmosphere only by hydro-meteors
δ_{gas}	1	optical thickness of the atmosphere only by atmospheric gases
ϵ	1	surface emissivity
e_i	1	expected frequency
Γ_r	1	surface reflectivity
H	m	height of atmosphere
k_a	kg m^{-2}	mass absorption coefficient
μ	1	cosine of angle of incidence
ν	s^{-1}	frequency
$NE\Delta T$	K	noise-equivalent temperature
o_i	1	observed frequency
ρ	kg m^{-3}	air density

Symbol	SI-Unit	Meaning
σ	–	standard deviation
σ_a	m^{-1}	volume absorption coefficient
σ_e	m^{-1}	volume extinction coefficient
$\hat{\sigma}_{LWP}$	kg m^{-2}	estimated standard deviation of LWP
$\hat{\sigma}_{LWP(TB)}$	kg m^{-2}	estimated standard deviation of LWP calculated with brightness temperatures
$\hat{\sigma}_{85VH}$	kg m^{-2}	standard deviation of the polarization difference in B-Scan data
STP	K	radiative transfer operator
STP^{-1}	–	inverse radiative transfer operator
τ	1	transmission of the atmosphere
τ_{hom}	1	transmission of the homogeneous atmosphere
τ_{inh}	1	transmission of the inhomogeneous atmosphere
θ	rad	angle of incidence
T	K	absolute temperature
T_a	K	air temperature
T_B	K	brightness temperature
$T_{B_{\text{hom}}}$	K	brightness temperature of the homogeneous atmosphere
$\bar{T}_{B_{\text{inh}}}$	K	brightness temperature of the inhomogeneous atmosphere
$T_{A_{\text{eff}}}$	K	effective radiative temperature of the atmosphere
T_S	K	surface temperature
T_{sp}	K	temperature of space
u	ms^{-1}	1. component of wind vector
v	ms^{-1}	2. component of wind vector
W_a	m^{-2}	approximated antenna function
x	m	geometrical distance in x-direction
\mathbf{x}	–	atmospheric state vector
y	m	geometrical distance in y-direction
z	m	geometrical height

Danksagung

Meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. Eberhard Ruprecht, danke ich für die Betreuung meiner Arbeit. Insbesondere während der Erstellung des Manuskriptes waren mir seine Anregungen eine große Hilfe. Ich danke Herrn Prof. Dr. Clemens Simmer für die spontane Übernahme des Koreferates und Herrn Dr. Andreas Macke für wertvolle Diskussionen über Strahlungstransport und Fernerkundung sowie sein Engagement im Korrekturlesen. Von Herrn Dr. Rolf Fuhrhop konnte ich die selbstkritische Betrachtung der eigenen Arbeit erlernen. Ich danke ihm für viele aufschlußreiche Gespräche über den Mikrowellenstrahlungstransport.

Ein großer Dank geht an Dr. Thomas Jung für zahlreiche Anregungen und Diskussionen bezüglich statistischer Methoden und Fragen zum Neuronalen Netz. Dr. Renate Hagedorn danke ich für hilfreiche Tips zur Simulation und Anwendung der GESIMA-Wolken und für viele ermunternde Worte.

Ich danke allen Kolleginnen und Kollegen aus der (ehemaligen) Abteilung „Maritime Meteorologie“ für die freundliche Atmosphäre in einer schönen Zeit.

Besonders herzlich bedanke ich mich bei meiner Familie und Carina für die große Unterstützung während der gesamten Zeit.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Gruppenantrages „Fernerkundung von hydro-meteorologischen Parametern durch Mikrowellenradiometrie (HYPAM)“ von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) finanziell gefördert.